СПРАВОЧНОЕ РУКОВОДСТВО ГИДРОГЕОЛОГА

1

СПРАВОЧНОЕ РУКОВОДСТВО ГИДРОГЕОЛОГА

Издание третье,
переработанное и дополненное

Под редакцией проф. В. М. Максимова

В двух томах

ТОМ

1

Ленинград «Недра»
Ленинградское отделение
1979

УДК 551.49 (0.31)

Справочное руководство гидрогеолога. 3-е изд., перераб. и доп. Т. 1/В. М. Максимов, В. Д. Бабушкин, Н. Н. Веригин и др. Под ред. В. М. Максимова. Л., Недра, 1979. 512 с.

Книга состоит из двух томов. В первом томе изложены сведения по общей и специальной гидрогеологии, динамике подземных вод и гидрогеологическим расчетам, рассмотрены вопросы использования подземных вод в сельском хозяйстве. Во втором томе описаны методы исследований, применяемые в гидрогеологии, и в связи с ними технические средства и приборы, используемые при гидрогеологических работах.

Книга предназначена для гидрогеологов, геологов, горных инженеров и других специалистов, занимающихся гидрогеологическими исследованиями в различных целях, а также может быть использована студентами, аспирантами и преподавателями вузов и техникумов соответствующего профиля.

Табл. 93, ил. 175, список лит. 810 назв.

Авторы: *В. М. Максимов, В. Д. Бабушкин, Н. Н. Веригин, Л. С. Язвин, В. А. Мироненко, Ю. А. Норватов, С. К. Абрамов, А. А. Резников, В. А. Щербаков, Э. С. Матвеева, Н. И. Толстихин, Д. И. Пересунько, Л. Г. Каретников, Г. Ю. Валуконис, В. И. Славин, Б. Н. Любомиров, Г. С. Вартаньян, В. М. Гольдберг, Б. В. Боревский, Б. Г. Самсонов, Н. Г. Паукер, Н. А. Плотников, Д. М. Кац, П. Н. Костюкович, М. С. Захаров.*

ИБ № 3521

СПРАВОЧНОЕ РУКОВОДСТВО ГИДРОГЕОЛОГА

Том 1

Редактор издательства *Т. М. Пономарёва.*
Переплет художника *Д. М. Плаксина.*
Техн. редактор *А. Б. Ящуржинская.*
Корректор *М. Г. Дешалыт.*

Сдано в набор 25.06.79. Подписано в печать 03.10.79. М-25803.
Формат 60×90$^{1}/_{16}$. Бумага тип. № 2. Гарнитура литературная. Печать высокая.
Усл. печ. л. 32. Уч.-изд. л. 43,99. Тираж 15 500 экз. Заказ 1423/341. Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская типография № 6 Ленинградского производственного объединения «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
193144, Ленинград, С-144, ул. Моисеенко, 10.

С $\frac{20806 — 357}{043\ (01) — 79}$ 17—79. 1904060000

© Издательство «Недра», 1979

ПРЕДИСЛОВИЕ К ТРЕТЬЕМУ ИЗДАНИЮ

Настоящее Руководство является третьим изданием, переработанным и дополненным, состоит из двух томов. Первое издание книги было опубликовано в 1959 г., второе — в 1967 г. Второе издание быстро разошлось и, судя по многочисленным отзывам гидрогеологов, явилось ценным руководством и пособием для производственников, проектировщиков, научных работников, студентов и преподавателей вузов.

Со времени выхода в свет второго издания по содержанию книги были получены важные устные и письменные замечания и пожелания советских и зарубежных гидрогеологов. С учетом этих замечаний и пожеланий подготовлено третье издание книги.

Первый том ее состоит из двух разделов. В первом разделе кратко рассматриваются основы гидрогеологии; во втором — в сжатой форме характеризуются основы динамики подземных вод и гидрогеологические расчеты.

Второй том включает три раздела. В первом из них рассматриваются методы исследований, применяемые в гидрогеологии; во втором — технические средства, используемые при гидрогеологических работах, и в третьем разделе приводятся приложения, на которые делаются ссылки в главах книги.

По сравнению с предыдущим изданием в первом томе данного издания переработаны и дополнены гл. I—XI, XIV, XIX; вновь написаны гл. XII, XIII, XV—XVIII, XX—XXV. Во втором томе гл. I, II (Б, В), VI (§ 1—8), VII, IX, X, XII и приложения значительно переработаны и дополнены; гл. II (А, Г), III (§ 3, 4), IV, VI (§ 8), VIII, XIII являются новыми.

В конце первого и второго томов приводится литература, рекомендуемая для более глубокого изучения вопросов, рассматриваемых в «Справочном руководстве».

В подготовке книги принимали участие специалисты Ленинградского горного института им. Г. В. Плеханова, ВСЕГИНГЕО, ВОДГЕО, ВНИМИ, ВНИИГ, ВНИГРИ, УДН им. П. Лумумбы, Московского и Пермского государственных университетов, Ухтинского политехнического института, Института гидродинамики и гидрофизики АН КазССР. Руководство авторским коллективом и редактирование книги осуществлялось проф. В. М. Максимовым.

В рецензировании и частичном редактировании книги участвовали: д-р геол.-минер. наук М. С. Газизов, канд. техн. наук В. И. Костенко, д-р геол.-минер. наук А. В. Кудельский, д-р геол.-минер. наук В. К. Лукашев (т. 2, гл. V), член-кор. АН БССР А. И. Ивицкий, канд. техн. наук П. И. Закржевский (т. 1, гл. XXIII).

При работе над книгой были получены ценные замечания и пожелания от рецензентов, а также профессоров Ф. А. Шамшева, В. А. Падукова, доц. С. Н. Тараканова, гидрогеологов проектных и научно-исследовательских институтов — канд. техн. наук Р. Э. Фримана, И. Г. Лебедева и других, специалистов Югославии, ПНР, ГДР.

Авторы приносят большую благодарность рецензентам книги и всем специалистам, способствовавшим своими замечаниями и пожеланиями улучшению содержания «Справочного руководства».

Весьма признательны авторы библиографу Н. А. Мирошниковой, оказавшей большую помощь в проверке литературы к главам.

Коллектив авторов и издательство просят замечания по книге присылать по адресу: 193171, Ленинград, ул. Фарфоровская, 12, Ленинградское отделение издательства «Недра».

Раздел первый

ОСНОВЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ

ГЛАВА I

ВОДА В ПРИРОДЕ

§ 1. Вода в атмосфере, на поверхности Земли, биосфере и в земной коре

Вода в природе широко распространена. Она содержится в атмосфере, гидросфере, криосфере, биосфере и литосфере.

В атмосфере вода встречается в различных состояниях: 1) парообразном — в воздушной *оболочке*, окружающей земной шар; 2) капельно-жидком — в облаках, туманах и в виде дождя; 3) твердом — в виде снега, града и кристалликов льда высоких облаков.

В гидросфере вода находится в жидком состоянии (вода океанов, морей, озер, болот, водохранилищ, рек) и в твердом (лед и снег в водоемах и на суше).

В криосфере, к которой относится оболочка Земли, включающая определенные области атмосферы, гидросферы, вода находится в жидком, твердом и парообразном состоянии. Характерными признаками этой оболочки являются отрицательная температура и наличие в ней льда (см. гл. VI).

В биосфере, к которой относится сложная наружная оболочка Земли, населенная живыми организмами (человек, животные, растения, микроорганизмы), вода составляет значительную часть их тканей. Эта оболочка включает тропосферу, гидросферу и верхнюю часть (~3 км) литосферы. В ней масса живого вещества составляет $n \cdot 10^{14} - 2 \cdot 10^{16}$ кг [12]. В биосфере происходит обменный процесс воды между живой и неживой природой нашей планеты.

В литосфере, в слагающих ее горных породах, встречаются различные виды воды. К ним, по А. Ф. Лебедеву [30], относится вода:

1) в виде водяного пара,
2) гигроскопическая,
3) пленочная,
4) гравитационная,
5) в твердом состоянии,
6) кристаллизационная и химически связанная.

В настоящее время благодаря исследованиям С. И. Долгова, Б. В. Дерягина, П. Н. Андрианова, Н. А. Цытовича, З. А. Нерсесовой, А. А. Ананяна, А. А. Роде, П. А. Крюкова, Е. М. Сергеева, В. Д. Ломтадзе, А. Е. Бабинец, М. М. Кусакова, Р. И. Злочевской, Г. В. Богомолова, Ю. В. Мухина и других представления А. Ф. Лебедева о видах воды в горных породах, участвующих в строении земной коры, несколько уточнились и дополнились новыми данными, особенно в отношении связанной воды (гигроскопической и пленочной). В связи с этим появились новые классифкации видов воды, содержащихся в горных породах.

Из последних здесь приводится классификация Е. М. Сергеева [48], отражающая состояние воды в горных породах (парообразное, жидкое, твердое), подвижность воды (связанная, свободная) и взаимодействие ее с горными породами (физически связанная, кристаллизационная, цеолитная, конституционная).

По этой классификации выделяются следующие виды воды в горных породах.

Вода в виде пара.
Связанная вода:
прочно связанная, или адсорбированная;
рыхло связанная, или слабо связанная.
Свободная вода.
Капиллярная вода:
вода углов пор (капиллярно-неподвижная);
подвешенная вода (капиллярно-подвижная);
собственно капиллярная вода (капиллярно-легкоподвижная).
Гравитационная вода:
просачивающаяся (инфильтрационная);
грунтового потока.
Вода в твердом состоянии.
Кристаллизационная, цеолитная и конституционная вода.

Вода в виде пара содержится в воздухе, заполняющем сухие или не насыщенные полностью водой поры, пустоты и трещины в горных породах. Парообразная вода, поступающая в горные породы из наземного воздуха и в результате подземного испарения, при понижении температуры конденсируется в порах, пустотах и трещинах горных пород, образуя в них жидкую воду (связанную или свободную).

Связанная вода подразделяется на прочно и рыхло связанную.

Прочно связанная, или адсорбированная, вода (гигроскопическая, по А. Ф. Лебедеву) образуется при поглощении горными породами водяных паров преимущественно из почвенного воздуха; удерживается на частицах породы с огромной силой около 10 000 кгс/см², по своим свойствам отличается от обычной жидкой воды и приближается к твердому телу; имеет плотность, в среднем равную 2; обладает высокой вязкостью; замерзает при температуре значительно ниже нуля (—78° С); образует на частицах породы пленку более толстую — по углам и на выпуклых местах частиц, менее толстую — на вогнутых.

Рыхло связанная вода (пленочная, по А. Ф. Лебедеву) в горных породах образуется при конденсации водяных паров или остается в них после удаления капельно-жидкой воды. Удерживается на частицах породы со значительно меньшей силой, чем адсорбированная вода; образует на этих частицах вокруг пленки гигроскопической воды вторую пленку; передвигается весьма медленно от участков с бо́льшим количеством пленочной воды к участкам с меньшим количеством ее; не передает гидростатического давления; замерзает при температуре ниже нуля в зависимости от толщины пленки и продолжительности замораживания.

Прочно и рыхло связанная вода может быть удалена из породы высушиванием ее при температуре 105—110°С и под действием давления. Опыты П. А. Крюкова [27], В. Д. Ломтадзе [33, 34], А. Е. Бабинец [4], А. А. Алёксина и М. М. Чеховских [1] показали, что при давлениях 3000—5000 кгс/см² рыхло и прочно связанная вода, содержащаяся в глинах, способна переходить в свободное состояние *.

Таким образом, можно считать установленным, что передвижение связанной воды происходит не только под влиянием выравнивания количеств ее на частицах породы, как это считал А. Ф. Лебедев, изучавший виды воды самой верхней части разреза земной коры, но и под действием гравитационного уплотнения горных пород и связанного с ним отжатия воды из глин водоупоров в проницаемые породы (см. гл. XII).

Свободная вода разделяется на капиллярную и гравитационную.

Капиллярная вода подразделяется на воду углов пор, подвешенную и собственно капиллярную.

1. Капиллярная вода углов пор залегает в узких местах капиллярных пор и углах более крупных пор в виде отдельных, разобщенных между собой капель, которые не передвигаются под действием силы тяжести, так как они

* Опыты производились при давлениях от единиц до 20 000 кгс/см².

прочно связаны со стенками пор поверхностью мениска, возникшего под влиянием сил поверхностного натяжения.

2. Подвешенная вода залегает в капиллярных порах, не имеющих связи с уровнем грунтовых вод. Благодаря воздействию в нижней части этих пор-капилляров менисков воды, образовавшихся под влиянием сил поверхностного натяжения, противодействующих движению ее вниз, вода находится в подвешенном состоянии и не сообщается с грунтовыми водами.

3. Собственно капиллярная вода заполняет в горных породах капиллярные поры и образует капиллярную зону над уровнем грунтовых вод. По свойствам близка к обычной воде, передает гидростатическое давление, замерзает при температуре несколько ниже нуля в зависимости от размера пор-капилляров и продолжительности замораживания, движется под действием сил поверхностного натяжения.

Гравитационная вода — собственно подземная вода, которая может под влиянием силы тяжести двигаться в сообщающихся порах, пустотах и трещинах горных пород. По направленности движения она делится на просачивающуюся (инфильтрационную и инфлюационную), передвигающуюся сверху вниз, и пластовую воду, которая движется в пластах водопроницаемых горных пород под влиянием разности уровней или напоров.

Вода в твердом состоянии — линзы, прослойки и кристаллики льда в мерзлых горных породах, подземные льды (см. гл. VI).

Кристаллизационная, цеолитная и конституционная вода входят в состав некоторых минералов и горных пород.

Кристаллизационной называется вода, входящая в состав вещества в виде молекул H_2O. Она выделяется из вещества при температуре примерно 400° С. Кристаллизационная вода входит в состав ряда минералов, например, гипса ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), мирабилита ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), карналлита ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$) и др.

Цеолитная вода подобна кристаллизационной, но отличается от последней тем, что отношение числа молекул H_2O к числу молекул безводного вещества может меняться в широких пределах при сохранении физической однородности вещества. Эта вода содержится в некоторых минералах, например в опале ($SiO_2 \cdot nH_2O$), анальциме ($Na_2Al_2Si_4O_{12} \cdot nH_2O$) и др.

Конституционной называется вода, когда H и O участвуют в молекулярном строении минералов, причем выделены они могут быть только при полном разрушении молекулярного строения минералов, обычно при температуре выше 400° С. Минералы с конституционной водой образуются в земной коре при повышенных давлениях. К их числу относятся, например, диаспор (AlO·OH), мусковит $[(KH_2)Al_2Si_2O_8]$ и др. Конституционную воду часто называют химически связанной, а гигроскопическую и пленочную — физически связанной.

Гидрогеология изучает все виды воды земной коры (пресные, минеральные лечебные, термальные, промышленно-ценные, радиоактивные и воды месторождений твердых полезных ископаемых, нефти и газа), залегающие в осадочных метаморфических и магматических горных породах, слагающих различные геологические структуры (синклинали, моноклинали, антиклинали, интрузивные массивы и др.), часто нарушенные разрывами (сбросами, надвигами, взбросами).

В более широком определении гидрогеология изучает происхождение и формирование всех подземных вод земной коры (подземной гидросферы), формы их залегания, распространение, движение, режим и запасы, их взаимодействие с почвами и горными породами, в том числе и многолетнемерзлыми, их состояние (жидкое, твердое, парообразное), свойства (физические, химические, бактериологические, радиоактивные) и условия, определяющие мероприятия по использованию подземных вод, их регулированию или удалению. Подземная гидросфера, по данным одних исследователей распространяющаяся на глубину 12—16 км, по данным других — на 70—100 км, тесно связана с атмосферой, биосферой, наземной гидросферой и веществом мантии Земли. В частности, эта связь выражается в круговороте воды в природе (см. § 3).

В земной коре, по Дж. Калпу [26], объем подземной воды составляет 840 млн. км³, по В. Ф. Дерпгольцу [14] — 1050 млн. км³, по В. И. Вернадскому, в 16-километровой зоне земной коры — 450—500 млн. км³. Распределение всего объема воды на Земле показано в табл. I-1.

Таблица 1-1

Распределение воды на Земле (по данным МГД *, 1974 г.)

Вид воды	Площадь распространения, млн. км²	Объем, млн. км³	Слой, м	Доля в мировых запасах, %	
				от общих запасов воды	от запасов пресных вод
Мировой океан	361,3	1338	3700	96,5	—
Подземные воды (гравитационные и капиллярные)	134,8	23,4 **	174	1,7	—
Преимущественно пресные подземные воды	134,8	10,53	78	0,76	30,1
Почвенная влага	82,0	0,0165	0,2	0,001	0,05
Ледники и постоянно залегающий снежный покров:	16,2275	24,0641	1463	1,74	68,7
Антарктида	13,98	21,6	1546	1,56	61,7
Гренландия	1,802	2,34	1298	0,17	6,68
Арктические острова	0,2261	0,0835	369	0,006	0,24
Горные районы	0,224	0,0406	181	0,003	0,12
Подземные льды многолетнемерзлых пород	21	0,3	14	0,022	0,86
Запасы воды в озерах:	2,0587	0,1764	85,7	0,013	—
пресных	1,2364	0,091	73,6	0,007	0,26
соленых	0,8223	0,0854	103,8	0,006	—
Воды болот	2,6826	0,01147	4,28	0,0008	0,03
Воды в руслах рек	148,8	0,00212	0,014	0,0002	0,006
Биологическая вода	510	0,00112	0,002	0,0001	0,003
Вода в атмосфере	510	0,129	0,025	0,001	0,04
Общие запасы воды	510	1385,98461	2718	100	—
Пресные воды	148,8	35,02921	235	2,53	100

* МГД — Международное гидрологическое десятилетие.

** Без подземных вод Антарктиды, где запасы их ~2 млн. км³, в том числе пресных ~1 млн. км³.

§ 2. Распределение суши и водной поверхности на земном шаре

Значительная часть поверхности земного шара покрыта водами Мирового океана, который из общей площади земного шара занимает 361,43 млн. км², или 70,8%. Части суши, с которых речной сток воды поступает в моря, соединенные с Мировым океаном, называются периферийными, или сточными, а области, где реки впадают в замкнутые, не имеющие стока в океан водоемы, относятся к бессточным.

Периферийные части суши на земном шаре подразделяют на Тихоокеанский склон, к которому относят бассейны рек, впадающих в Тихий и Индийский океаны, и Атлантический склон, где реки несут свои воды в Атлантический и Северный Ледовитый океаны. Крупными реками Атлантического склона являются: Амазонка, Миссисипи с Миссури, Конго, Нил, Обь, Енисей, Лена и другие, Тихоокеанского склона — Амур, Янцзы, Ганг с Брахмапутрой и др.

К бессточным областям, занимающим 20% суши земного шара, относятся: в СССР — бассейны рек Каспийского моря (1 800 000 км²), Аральского моря, оз. Балхаш и других озер Казахстана (1 000 000 км²); в других районах — пустыни Сахара, Аравийская, Центральноавстралийская и др. (29 000 000 км²).

Тихоокеанский и Атлантический склоны разделены между собой главным водоразделом Земли, который проходит по линии Анды—Кордильеры—Чукотский хребет—Анадырское плоскогорье—хребты Гыдан, Джугджур, Становой, Яблоновый — хребты Центральной Азии — северная часть Аравийского полуострова — хребты восточного берега Африки (рис. I.1).

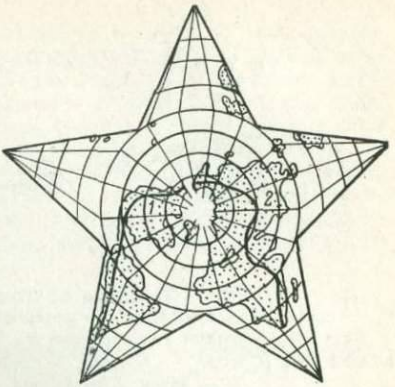


Рис. I-1. Главный водораздел земного шара.

1 — Атлантический склон; *2* — Тихоокеанский склон.

Кроме главного водораздела на поверхности земного шара различают: 1) водоразделы океанов и морей, разделяющие области суши, сток с которых происходит в различные океаны и моря; 2) внутренние водоразделы, отделяющие периферийные сточные области от бессточных; 3) речные водоразделы, отделяющие территории суши, сток с которых направлен в реки.

§ 3. Круговорот воды в природе и краткая характеристика его элементов

С областями суши и водной поверхностью земного шара неразрывно связан круговорот воды в природе, представляющий собой сложный процесс, состоящий из нескольких звеньев — испарения, переноса водяных паров воздушными потоками, образования облаков и выпадения осадков, поверхностного и подземного стока вод суши в Мировой океан.

Воды всех сфер Земли — атмосферы, гидросферы, биосферы, литосферы и криосферы — взаимосвязаны между собой. При соответствующих условиях, вызванных изменением температуры и давления, транспирацией, дегидратацией, конденсацией, инфильтрацией и инфлюацией, воды могут переходить из одной сферы в другую, изменяя при этом свое физическое состояние. Ежегодно земная поверхность получает от Солнца около $13{,}4 \cdot 10^{20}$ ккал тепла. Из них $3 \cdot 10^{20}$ ккал (или 22%) всей достигающей Земли солнечной энергии расходуется на испарение влаги с поверхности гидросферы, суши и почвы, растительного покрова и других поверхностей испарения.

Образующиеся при испарении водяные пары устремляются в атмосферу, где, попадая в другие термодинамические условия, они при наличии в атмосфере частиц, обладающих гигроскопическими свойствами, конденсируются и вновь выпадают на поверхность Земли в виде атмосферных осадков того или иного характера (дождь, град, снег и т. п.).

Выпавшие осадки частично испаряются с поверхности суши, почвы и гидросферы, частично стекают в реки, моря и океаны, частично просачиваются в водопроницаемые горные породы, формируя в них новые водоносные горизонты или изменяя режим ранее существовавших подземных вод (их запасы, уровень, состав, температуру и другие свойства). Процессы перехода воды из одной сферы Земли в другую и составляют круговорот воды в природе, схема которого показана на рис. I-2.

Необходимо отметить, что круговорот воды в природе не является количественно и качественно неизменным во времени и в пространстве, поэтому рассматриваемые ниже уравнения водного баланса отражают лишь современное соотношение между атмосферными осадками, испарением и стоком на земном шаре.

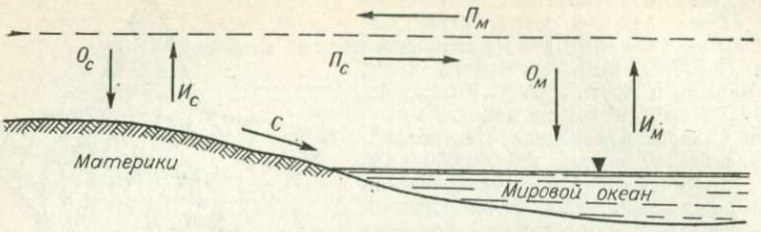


Рис. I-2. Схема круговорота воды в природе.
$О_с$ — осадки над сушей; $И_с$ — испарение с поверхности суши, имеющей сток в океан; $О_м$ — осадки над океаном; $И_м$ — испарение с поверхности океана; $С$ — речной сток ($С = П_м - П_с$); $П_м$ — поток атмосферной влаги с океанов на сушу; $П_с$ — поток атмосферной влаги с суши на океаны.

Естественно, что в связи с иной гидрографией и другим, чем в наше время, распределением суши и водной поверхности на Земле, обусловленным трансгрессиями и регрессиями моря, имевшими место в различные периоды геологической истории Земли, числовые значения элементов круговорота воды неоднократно изменялись.

Количество осадков, испарения и стока было различным в разные периоды истории Земли. На земном шаре изменялись площадь суши, среднегодовая температура воздуха, облачность и количество атмосферных осадков, что видно из табл. I-2.

Таблица I-2

Площади суши, температура воздуха, облачность и количество атмосферных осадков в различное геологическое время, по А. А. Борисову [6]

Геологический период	Площадь суши, км²	Отношение к современной площади, %	Средняя годовая температура воздуха, °С			Облачность			Осадки, мм		
			Географические широты								
			45	60	75	45	60	75	45	60	75°
Архей	2 960 648,8	18	34	33	32	Туманная масса			1800	1500	1200
Протерозой	4 500 380,0	26	30	15	5	То же			1800	1000	600
Кембрий	4 205 299,0	23	20	14	10	62	72	92	600	600	1000
Ордовик (силур)	4 497 968,0	25	20	12	6	58	68	88	600	400	400
Девон	4 497 968,0	30	18	14	10	53	63	83	700	300	400
Карбон	5 419 127,2	32	18	10	6	60	70	90	800	600	400
Пермь	5 764 176,8	35	14	8	4	58	68	88	600	400	300
Триас	13 577 085,6	79	16	12	6	55	65	85	800	600	400
Юра	8 411 392,0	50	16	4	2	60	70	90	800	600	300
Мел	8 968 208,8	53	16	10	4	55	65	85	800	600	400
Палеоген (эоцен)	13 426 126,4	79	14	3	0	—	—	—	600	400	300
Миоцен	15 034 304,0	88	20	10	—2	48	58	78	600	600	400
Плиоцен	16 851 976,0	99	12	3	—15	—	—	—	400	400	200
Голоцен	17 000 000,0	100	10	5	0	50	60	80	500	600	200

Круговорот воды в природе, как комплексный климатообразующий процесс, имеет большое значение в формировании современных климатов на земном шаре, которые генетически связаны с его древними климатами. Наиболее полно и глубоко вопросы палеоклиматологии рассматриваются в работах В. М. Синицына [49], А. А. Борисова [5, 6] и др. В настоящее время при современной изученности процессов перехода воды из одной сферы Земли в другую выделяют малый, большой и входящий в него внутриматериковый круговорот * воды в природе.

При малом круговороте испарившаяся с поверхности морей и океанов влага не переносится воздушными течениями на сушу, а выпадает на ту же водную поверхность. Малому круговороту воды в природе в годовом разрезе по многолетним данным отвечает следующее уравнение:

$$И_м = О_м, \tag{I-1}$$

где $И_м$ — годовое испарение с водной поверхности; $О_м$ — годовые осадки на водную поверхность.

При большом круговороте часть водяных паров переносится на сушу и выпадает на поверхность Земли в виде осадков, которые вновь стекают в моря и океаны. Большому круговороту воды в природе в годовом разрезе по многолетним данным отвечает уравнение

$$И_с = О_с - С, \tag{I-2}$$

где $И_с$ — годовое испарение с поверхности суши; $О_с$ — годовые осадки на поверхности суши; $С$ — годовой речной сток с поверхности суши.

Для Мирового океана уравнение большого круговорота воды выражается формулой

$$И_м = О_м + С. \tag{I-3}$$

Сложив уравнения (I-2) и (I-3), получим

$$И_м + И_с = О_м + О_с, \tag{I-4}$$

т. е. сумма испарения воды с поверхностей океанов и суши равна сумме осадков, выпадающих на эти поверхности.

Применяя уравнение (I-1) для бессточных областей, можно написать

$$И_{б.\,о} = О_{б.\,о}. \tag{I-5}$$

где $И_{б.\,о}$ — годовое испарение с поверхности бессточных областей; $О_{б.\,о}$ — годовые осадки на поверхность бессточных областей.

Сложив правые и левые части уравнений (I-4) и (I-5), получим уравнение круговорота воды для всего земного шара

$$И_м + N_с + И_{б.\,о} = О_м + О_с + О_{б.\,о}. \tag{I-6}$$

В табл. I-3 приводятся числовые значения по круговороту воды на земном шаре. Из таблицы видно, что в круговороте в пределах земного шара ежегодно участвует огромный объем воды (577 тыс. км³). На территории СССР он, по А. И. Чеботареву [54], составляет 11 700 км³.

Кроме малого и большого круговоротов в гидрологии и метеорологии изучается внутриматериковый круговорот воды, который входит в большой круговорот и имеет место над каждым ограниченным участком суши внутри того или иного материка. В этом круговороте главное внимание уделяется образованию дополнительных, или «местных», атмосферных осадков за счет испарения с площади данного ограниченного участка суши. При этом испарении к сумме атмосферных осадков, поступающих извне — со стороны океана, обычно дополняется

---

* В некоторых работах по гидрологии, гидрографии, метеорологии термин «круговорот» заменяется словом «влагооборот». Здесь сохраняется в основном первый термин как более распространенный в гидрогеологической и другой специальной литературе.

Таблица 1-3

Числовые значения по круговороту воды на земном шаре (по данным МГД, 1974 г.)

Поверхность	Площадь, млн. км²	Осадки		Испарение		Сток (приток в океане)					
						поверхностных вод		подземных вод		общий	
		мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³	мм	км³
Земной шар	510	1130	577 000	1130	577 000	—	—	—	—	—	—
Мировой океан	361	1270	458 000	1400	505 000	124	44 700	6	2200 *	130	47 000
Суша: области внешнего стока	119	924	110 000	529	63 000	376	44 700	19	2200	395	47 000
области внутреннего стока	30	300	9 000	300	9 000	—	—	—	—	—	—
вся суша	149	800	119 000	485	72 000	300	44 700	15	2200	315	47 000

* По данным Р. Г. Джамалова, И. С. Зецкера, А. В. Месхели [16], подземный сток составляет 2456,81.

незначительное количество «местных» осадков, что видно из расчета, произведенного для земного шара по формуле М. И. Будыко [7],

$$K = \frac{И_м + И_с}{И_м} = 1 + \frac{63}{447{,}9} = 1{,}14.$$

Следовательно, основную роль в формировании осадков на суше играет океаническая влага, так как на долю испарения с суши приходится лишь 14% осадков. Внутриматериковый круговорот воды изучается в наше время главным образом в связи с оценкой влияния на влагооборот в природе таких инженерных мероприятий человека, как осушение болот, создание крупных водохранилищ, оросительных систем и пр. Круговорот воды в природе и его элементы (осадки, испарение, сток) рассматриваются в гидрогеологии в тесной связи с геолого-структурным и гидрогеологическим строением отдельных районов или областей.

На основе обработки большого фактического материала по подземному стоку Б. И. Куделин [28] внес в формулы круговорота воды в природе существенные дополнения, отражающие роль геологических и гидрогеологических условий водосборного бассейна, района или области на их водный баланс.

Для речного бассейна, на площади которого распространены грунтовые воды, залегающие в зоне весьма интенсивного водообмена и дренируемые речными долинами, водный баланс бассейна, по Б. И. Куделину, выражается формулой *

$$X_0 = Y_0 + Z_0, \qquad (I\text{-}7$$

где $X_0 = \frac{\Sigma x}{n}$ — норма осадков для данного бассейна, мм/год; $Y_0 = \frac{\Sigma y}{n}$ — норма речного стока для данного бассейна, включающая гидравлически связанный с ним неглубокий подземный сток, определяемый одним из методов, охарактеризованный ниже, мм/год; $Z_0 = \frac{\Sigma z}{n}$ — норма испарения для данного бассейна,

* Эта и последующие формулы (I-8) — (I-11) применимы для водосборных бассейнов малых и средних рек.

мм/год; Σx, Σy, Σz — сумма осадков, стока, испарения для рассматриваемого бассейна, мм; n — число лет наблюдений (40—50 лет).

Формулой (I-7) можно пользоваться в тех случаях, когда: 1) область питания грунтовых вод совпадает или почти совпадает с площадью бассейна; 2) в рассматриваемый бассейн не поступает вода путем подземного стока из другого бассейна или она поступает в таком количестве, которое очень мало по сравнению с другими элементами водного баланса и им можно пренебречь; 3) из рассматриваемого бассейна не происходит подземного оттока воды в соседние бассейны.

Несовпадения области питания грунтовых вод с площадью речного водосборного бассейна, обусловленные особенностями его геолого-литологического строения, при расчетах водного баланса должны учитываться в каждом конкретном случае отдельно, причем решающее значение в этом случае имеет установление площади распространения непроницаемых пород, залегающих выше поверхности грунтовых вод.

В зависимости от площади развития, мощности и водопроницаемости этих пород и будут определяться условия применимости формулы (I-7) для расчета водного баланса рассматриваемого бассейна. Если в одних речных бассейнах, на площади которых неглубоко залегают подземные воды, образуется за счет инфильтрации атмосферных осадков неглубокий подземный сток, составляющий часть речного стока, то в других, расположенных в области артезианских бассейнов, формируется глубокий подземный сток, часто гидравлически не связанный с современной речной сетью.

Этот вид подземного стока играет большую роль при определении ресурсов подземных вод водоносных горизонтов и комплексов, залегающих вне влияния речной сети водосборного бассейна, в зонах замедленного водообмена гидрогеологических структур (артезианских бассейнов, массивов, складчатых областей). Эта роль ясно видна из следующих уравнений водного баланса, предложенных Б. И. Куделиным [28] для замкнутых речных бассейнов, небольших по площади и расположенных в различных частях артезианского бассейна.

1. При расположении речного бассейна (или части его) в области питания артезианского бассейна

$$X_0 = Y_0 + Z_0 + I_0, \tag{I-8}$$

где X_0, Y_0, Z_0 — то же, что и в формуле (I-7); I_0 — среднемноголетняя инфильтрация в области питания напорного водоносного горизонта, мм/год.

2. При расположении речного бассейна (или части его) в области разгрузки артезианского бассейна

$$X_0 = Y_0 + Z_0 - V_0, \tag{I-9}$$

где V_0 — среднемноголетний сток в области разгрузки рассматриваемого водоносного горизонта, мм/год.

3. При расположении речного бассейна (или части его) в областях питания и разгрузки артезианского бассейна

$$X_0 = Y_0 + Z_0 + I_0 - V_0. \tag{I-10}$$

4. Для речного бассейна, расположенного в области напора артезианского бассейна, при расчетах водного баланса можно пользоваться формулой (I-7).

В общем виде для замкнутого речного бассейна в годовом разрезе по многолетним данным уравнение водного баланса выражается формулой

$$X_0 = Y_0 + Z_0 \pm W_0, \tag{I-11}$$

где W_0 — среднемноголетняя инфильтрация в глубокий водоносный горизонт в области питания, или сток в области его разгрузки, или разность между ними, мм/год (для области напора $W_0 = 0$).

Если в формуле (I-11) принять $Y_0 = 0$, получим уравнение водного баланса для бессточного района

$$X_0 = Z_0 - W_0, \tag{I-12}$$

где W_0 — среднемноголетняя инфильтрация в глубокий водоносный горизонт, участвующий в гидрогеологическом строении бессточного района, мм/год *.

В гидрогеологии формулы (I-7)—(I-11) применяются для определения естественных ресурсов подземных вод одного или нескольких водоносных горизонтов, участвующих в строении артезианского бассейна.

Ресурсы подземных вод выражаются в этих формулах членами I_0, V_0 и W_0, числовые значения которых легко рассчитываются на основе известных для конкретно рассматриваемого речного бассейна (или части его) норм осадков X_0, речного стока Y_0 и испарения Z_0. Эта методика оценки ресурсов подземных вод нашла свое отражение и подробно рассмотрена во многих работах [43, 44, 31 и др.].

Таким образом, на основе формул круговорота воды в природе, изучаемого в неразрывной связи с геолого-структурным и гидрогеологическим строением речных бассейнов, районов или областей, решается важнейший вопрос современной гидрогеологии, связанный с оценкой ресурсов подземных вод глубоких водоносных горизонтов артезианских бассейнов.

Испарение. В природе испарение происходит с поверхности морей и океанов, озер, водохранилищ, рек, влажной почвы, растений, а также с поверхности облачных и дождевых капель и ледяных частичек в атмосфере.

Количество водяного пара, образующегося при испарении и поступающего в атмосферу, зависит от многих факторов, основными из которых являются: 1) температура на поверхности испарения; 2) атмосферное давление; 3) дефицит влажности воздуха; 4) скорость ветра над поверхностью испарения; 5) размеры и формы водных поверхностей испарения, их географическое положение, характер рельефа местности, окружающей эти поверхности.

Для решения ряда задач, связанных с осушением, орошением, водоснабжением и т. д., при гидрогеологических исследованиях, предшествующих этим мероприятиям, определяется количество воды, образующейся при испарении с водных поверхностей с помощью эмпирических формул, построенных по опытным данным с учетом известного закона Дальтона

$$Q = K\frac{d}{p}S, \tag{I-13}$$

где Q — количество воды, испарившейся с какой-либо поверхности в единицу времени; K — коэффициент пропорциональности; d — дефицит влажности воздуха; p — атмосферное давление; S — площадь испаряющей поверхности.

Дефицит влажности воздуха определяется по формуле

$$d = E - e, \tag{I-14}$$

где d — дефицит влажности воздуха, мм рт. ст. или мбар; E — упругость насыщающего пара при данной температуре, мм рт. ст. или мбар; e — упругость водяного пара при той же температуре, мм рт. ст. или мбар.

Упругость насыщающего пара — то предельное значение упругости, которое мог бы иметь водяной пар при данной температуре. Над плоской водной поверхностью E вычисляется по формуле

$$E = 6{,}1 \cdot 10^{\frac{7{,}63t}{242+t}}, \tag{I-15}$$

где t — температура над поверхностью испарения, °С.

Над поверхностью льда упругость насыщающего пара E рассчитывается по формуле

$$E = 6{,}1 \cdot 10^{\frac{9{,}632t - 0{,}0033712t}{273+t}}, \tag{I-16}$$

где t — температура над поверхностью льда, °С.

* Формула (I-12) вполне применима к артезианским бассейнам с замедленным водообменом, расположенным в бессточных районах.

Упругость насыщающего пара E может быть определена по психрометрическим таблицам, отражающим зависимость упругости насыщающего пара от температуры над поверхностью испарения. Такие таблицы имеются в наставлениях гидрометеорологической службы, учебниках и задачниках по метеорологии.

Упругость водяного пара e — парциальное давление водяного пара, содержащегося в воздухе при данной температуре, определяется по формуле

$$e = E - A(t - t')p, \tag{I-17}$$

где e — упругость водяного пара, мм рт. ст. или мбар; E — упругость насыщающего пара при температуре смоченного термометра, мм рт. ст. или мбар; A — коэффициент, зависящий от скорости ветра (для станционного психрометра $A = 0{,}0007947$, для аспирационного психрометра $A = 0{,}000662$); t и t' — показания температуры сухого и смоченного термометра, °С; p — атмосферное давление, мм рт. ст или мбар.

На практике для определения e, так же как и E, обычно пользуются психрометрическими таблицами. Величина e применяется при расчетах абсолютной и относительной влажности воздуха. При этом пользуются формулами

$$a = 1{,}06\frac{e}{1 + \alpha t} \tag{I-18}$$

и

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100, \tag{I-19}$$

где a — абсолютная влажность, или количество водяного пара, содержащегося в единице объема воздуха, г/м^3; e — упругость, мм рт. ст.; α — коэффициент, равный 1/273; t — температура воздуха, °С; r — относительная влажность воздуха, %; E — упругость насыщающего пара, мм рт. ст.

Испарение с водной поверхности определяют плавучими испарителями в искусственных водных бассейнах и по эмпирическим формулам. В табл. I-4 приводятся формулы для расчета испарения с различных поверхностей.

Таблица I-4

Формулы для расчета количества воды, образующейся при испарении

Поверхности испарения	Расчетная формула	Номер формул	Физические величины, единицы измерения	Автор
Поверхность моря	$W_м = CV(E - e)$	(I-20)	$W_м$, (г/м²)/сек; $C = 0{,}45 \cdot 10^{-6}$; V, м/сек; E, мм рт. ст.; e, мм рт.ст.;	В. В. Шулейкин
Поверхность озера	$W_о = C_1 d(15 + 3V)$	(I-21)	$W_о$, мм вод. слоя; $C_1 = 0{,}5 \div 1{,}0$ (при $d = 1{,}5$ $C = 1$; при $d = 15$, $C_1 = 0{,}5$); d, мм рт. ст.; V, м/сек	Б. В. Поляков
Поверхность озера, водохранилища	$W_в = 0{,}13n(E - e_{200}) \times (1 + 0{,}72V_{200})$	(I-22)	$W_в$, мм вод. слоя; n, число дней в месяце; E, мбар; e_{200}, мбар; V_{200}, м/сек	ГГИ
Поверхность снега *	$W_с = 0{,}18(E - e_{200}) \times (1 + 0{,}54V_{1000})$	(I-23)	$W_с$, мм вод. слоя/сутки; E, мбар; e_{200}, мбар; V_{1000}, м/сек	ГГИ

* Определение производилось на высотах 200 и 1000 см от поверхности испарения.

Процесс испарения с поверхности Земли является более сложным, чем с водной поверхности; он зависит от строения почв, характера растительности, экспозиции поверхности испарения, глубины залегания подземных вод и многих других факторов. Испарение определяется весовым методом с помощью почвенных и гидравлических испарителей и лизиметров, по эмпирическим формулам и графикам, методами теплового и водного баланса и др. Подробное описание испарителей и лизиметров дается в работах А. В. Лебедева [31], А. И. Чеботарева [53], в «Справочнике по гидрометеорологическим приборам и установкам» [50] и др.

Весовой метод является довольно точным *, основанным на измерении испарения при помощи почвенных испарителей различной конструкции. Распространение получил испаритель ГГИ-500, имеющий площадь 500 см², высоту 50 или 100 см, состоящий из наружного и внутреннего цилиндров и сосуда для сбора просочившейся воды. Внутренний цилиндр загружается монолитом почвы-грунта и затем опускается в наружный цилиндр.

Испаритель на испарительной площадке устанавливается таким образом, чтобы поверхность монолита совпадала с поверхностью Земли. В комплект испарителя ГГИ-500 входят два испарителя, дождемер и весы с будкой. Два испарителя включены в комплект для того, чтобы можно было вести контрольные и повторные наблюдения за испарением влаги с поверхности почвы.

Взвешивание испарителя с монолитом почвы-грунта, производимое обычно один раз в пять дней, позволяет определить испарение, что видно из следующей формулы:

$$W = G + x - q, \tag{I-24}$$

где W — испарение, мм; G — разность в массе монолита за период определения, г; x — осадки, выпавшие за период определения и измеренные по наземному дождемеру, мм; q — количество воды, просочившейся в водосборный сосуд испарителя, мм.

Для определения испарения с поверхности суши в районах, расположенных севернее 50° с. ш., можно пользоваться формулами П. С. Кузина

$$W_г = 168d; \tag{I-25}$$

$$W_п = 84d; \tag{I-26}$$

$$W_м = 13{,}3d; \tag{I-27}$$

$$W_с = 0{,}46d, \tag{I-28}$$

где $W_г$, $W_п$, $W_м$, $W_с$ — испарение соответственно для года, полугода, месяца и суток, мм вод. слоя; d — дефицит влажности воздуха за те же периоды времени, мм рт. ст.

Формулы (I-25)—(I-28) наиболее применимы для среднего по водности года. В засушливые и сильно дождливые годы они дают некоторые расхождения с испарением, рассчитываемым по уравнению водного баланса.

Из графиков для расчета испарения получили распространение графики Б. В. Полякова (рис. I-3). Они позволяют определить суммарные среднемесячные испарения с поверхности речных бассейнов по среднемесячным осадкам и температурам, причем для применения их к районам азиатской части СССР вводятся поправочные коэффициенты (табл. I-5), на которые умножаются полученные по графикам значения испарения.

Определение испарения с поверхности суши по методу водного баланса производится по рассмотренным ранее формулам (I-2) и (I-7). Расчет испарения может быть произведен также по методу теплового баланса, который выражается формулой (I-29) и соответствующим ей графиком (рис. I-4).

---

* Точность метода тем выше, чем больше по размерам испаритель, а тем самым и монолит почвы-грунта; но установка больших испарителей и взвешивание соответствующих им монолитов вызывает определенные технические трудности.

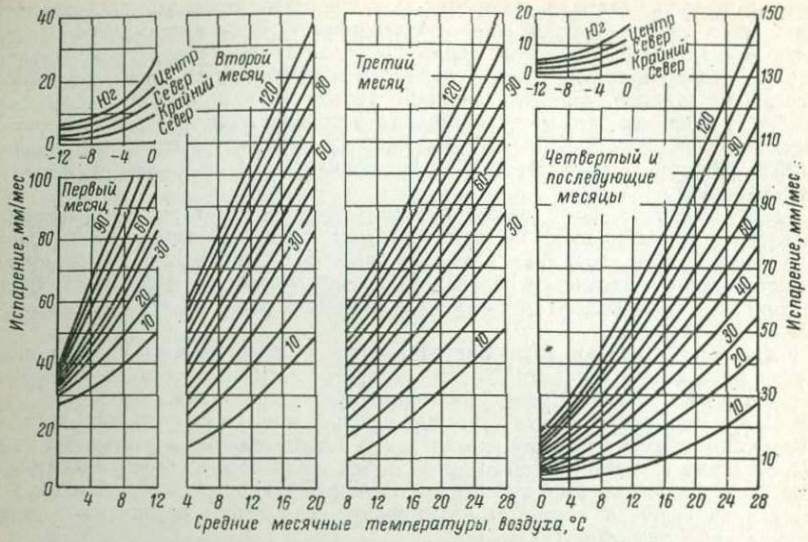


Рис. I-3. Графики для расчета суммарного испарения с поверхности речных бассейнов, по Б. В. Полякову.

3037

Среднее многолетнее испарение определяется по формуле

$$Z = \sqrt{\frac{Rx}{L} \operatorname{th} \frac{Lx}{R} \left(1 - \operatorname{ch} \frac{R}{Lx} + \operatorname{sh} \frac{R}{Lx}\right)}, \qquad (I\text{-}29)$$

где th, ch, sh — гиперболические функции тангенса, косинуса, синуса; R — поток радиационного тепла, ккал; L — скрытая теплота испарения, равная 0,6 ккал; x — средняя годовая сумма осадков, мм [7].

Более сложным, чем с поверхности суши и водной поверхности, является процесс испарения влаги растений. Здесь следует различать испарение с поверхности растительного покрова, просто смоченного дождем или росой, и испарение физиологическое, называемое транспирацией растений, связанное с питанием и ростом тканей последних. В первом случае испарение аналогично испарению с любой поверхности, во втором — растение впитывает влагу из почвенных и грунтовых вод, расходуя ее в весьма небольшом количестве на свой рост и в зна-

Таблица I-5

Поправочные коэффициенты для расчета испарения по графикам Б. В. Полякова

Зоны	Коэффициенты
Смешанный лес	1,10
Широта 62—64°	1,00—0,90
Широта 64—66°	0,90—0,85
Заполярье	0,85—0,80

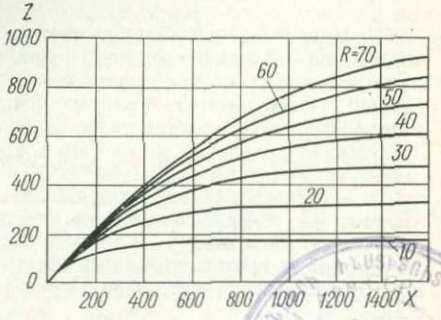


Рис. I-4. Зависимость испарения Z от радиационного баланса R и осадков X.

чительно большей части на испарение ее в атмосферу через листья. Испарение влаги через листья растений за их вегетационный период изменяется в зависимости от вида растений, дефицита влажности воздуха, его температуры, скорости ветра, особенно ветров-суховеев, влажности и температуры почвы, рельефа и экспозиции склонов, глубины залегания грунтовых вод и других факторов. Известно, например, что на транспирацию в течение года травы и культурные растения расходуют 229—254 мм влаги, крупные лиственные деревья — 203—305 мм, мелкие деревья и кустарники — 154—203 мм и хвойные деревья — 102—154 мм.

Для количественной характеристики испарения растительным покровом пользуются транспирационным коэффициентом, представляющим собой количество граммов воды, потребное растению для образования одного грамма сухого вещества. Многие растения в районах с умеренно теплым климатом имеют транспирационный коэффициент 250—350, а в районах и областях сухого климата — 450—500 и больше *.

Кроме определения величины испарения в гидрогеологии широко пользуются показателем испаряемости, под которым понимают потенциально возможное испарение с водной поверхности при данных условиях.

Показатель испаряемости в разных районах земного шара в силу разнообразия климатических условий различный. В полупустынных и пустынных районах с жарким и сухим климатом он достигает максимума и обычно значительно превышает количество выпадающих здесь атмосферных осадков. В районах с умеренным климатом и климатом избыточного увлажнения испаряемость имеет минимальные значения (табл. I-6).

Таблица I-6

Испаряемость и испарение в различных ландшафтных зонах, по А. А. Борисову

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	900—1000	180—200
Пустыня	1500—2000	50—100
Субтропики	800—1300	300—750

Испаряемость численно не соответствует истинному испарению, представляющему собой среднее значение фактического испарения в том или ином районе с определенными ландшафтными условиями. Определяется она с помощью испарителей, специально сооружаемых испарительных бассейнов или по эмпирическим формулам и в частности по формуле Н. Н. Иванова [22]:

$$h = 0{,}0018\,(25 + t)^2\,(100 - r), \qquad (I\text{-}30)$$

где h — среднемесячная испаряемость, мм; t — среднемесячная температура воздуха, °С; r — среднемесячная относительная влажность воздуха, %.

Атмосферные осадки. В природе наряду с процессом испарения влаги всегда происходит и противоположный процесс, при котором водяной пар переходит в жидкое или твердое состояние. Переход водяного пара в жидкое состояние назы-

* Определение расхода воды на транспирацию производится по соответствующим формулам (см. «Справочник гидрогеолога». Под ред. М. А. Альтовского. М., Госгеолтехиздат, 1962. 615 с.).

вают конденсацией его, а переход в твердое — сублимацией; при этом конденсация и сублимация водяного пара происходят как в атмосфере, так и на земной поверхности. Все виды воды, образующиеся при конденсации и сублимации водяных паров, получаемые земной поверхностью, называются атмосферными осадками.

В зависимости от условий и места образования атмосферных осадков последние разделяются на два типа: 1) осадки, образующиеся при конденсации водяного пара непосредственно на поверхности Земли и поверхностях наземных предметов (роса, иней, изморось, гололед и пр.); 2) осадки, образующиеся при конденсации водяного пара в атмосфере (дождь, морось, снег, крупа, град). Осадки характеризуются их видом (роса, иней, дождь, снег, град и т. д.), условиями выпадения (обложные, ливневые, моросящие) и количеством, выражаемым в миллиметрах столба воды. Количество осадков, выпавших за одну минуту, характеризует интенсивность осадков. Если в одну минуту выпадает 0,5—1,0 мм и более, то такие осадки называются ливнями.

В зависимости от вида осадков влияние их на подземные воды различное. Наибольшее значение для питания подземных вод имеют обложные осадки, обладающие небольшой интенсивностью, но значительной продожительностью. Последнее способствует просачиванию больших масс атмосферной влаги в горные породы, особенно сквозь их хорошо водопроницаемые разности. Осадки моросящего характера не дают больших масс воды, роль их в питании подземных вод незначительна. Ливневые осадки, характеризующиеся небольшой продолжительностью и дающие много воды, в большей своей части расходуются на поверхностный сток. Следствием их часто являются резкие подъемы уровня воды в реках и озерах, что в прибрежных частях приводит иногда к подъему уровня и подземных вод.

Твердые атмосферные осадки (снег, крупа) участвуют в питании подземных вод только после их перехода в жидкую фазу, т. е. весной, в период таяния снежного покрова, накопившегося за зиму. В теплое время года твердые осадки выпадают из грозовых облаков в виде града, который большого значения в питании подземных вод не имеет.

Количество выпадающих осадков измеряется дождемерами (для жидких осадков) и осадкомерами (для жидких и твердых осадков) [50]. Годовое количество атмосферных осадков в различных районах СССР неодинаково. Наибольшее (1200—2400 мм) количество осадков выпадает на Черноморском побережье Кавказа (район Батуми—Сочи), наименьшее (150—250 мм) — в полупустынных и пустынных районах, среднее (400—600 мм) — в средней полосе европейской части СССР. На земном шаре наибольшее (11 500 мм) количество осадков выпадает в Черапунджи (Индия, шт. Ассам), наименьшее (1—10 мм) — в пустыне Атакама (Южная Америка).

Сток. Наряду с испарением и осадками большое значение в гидрогеологии имеет изучение поверхностного и подземного стока. Поверхностный сток выражается временными и постоянно действующими водотоками. Реки питаются не только поверхностными водами, но и подземными, причем доля участия в питании рек тех и других вод в зависимости от климатических, геоморфологических, геологических и гидрогеологических факторов для разных районов различная. Для большинства рек земного шара открытые потоки воды в них сопровождаются сравнительно мощными потоками подземных вод.

Питание рек поверхностными водами может быть подразделено на четыре вида: 1) дождевое в районах с влажным и умеренным климатом; 2) снеговое, имеющее место в большинстве районов СССР с умеренным климатом; 3) ледниковое в горных районах, где происходит таяние ледников; 4) смешанное, наиболее распространенное, когда одни и те же реки имеют дождевое, ледниковое и снеговое питание.

Заметим, что в годовом разрезе питание рек всегда бывает смешанным. Весной и осенью реки питаются преимущественно поверхностными водами, в период засухи и зимой — подземными, которые в это время часто являются основным источником питания.

Закономерные изменения элементов деятельности рек и водоемов, происходящие во времени и обусловленные климатическими и другими факторами, опре-

деляют режим поверхностных вод. К главным элементам, характеризующим режим рек во времени, относятся колебания уровня и расхода воды в них.

Наблюдения за колебаниями уровня и расхода воды в реках производятся на специально оборудованных гидрометрических постах и створах. В результате этих наблюдений составляются специальные графики, анализ которых дает возможность установить:

1) характерные уровни воды в реке —весеннего половодья, летнего, осеннего и зимнего периодов;

2) амплитуду колебаний уровня воды, т. е. разность между отметкой наивысшего и наинизшего уровней воды, имеющую большое значение при гидротехнических расчетах;

3) количество максимумов и минимумов на кривой колебания уровня воды и приуроченность их к определенным периодам года, а следовательно, причины появления этих максимумов и минимумов в уровенном режиме рек;

4) летний и зимний расходы рек, разность между которыми может дать представление о ее подземном питании.

Большую роль в режиме поверхностного стока играют озера. Они регулируют равномерность течения рек, уменьшают амплитуды колебаний уровня воды в них в период интенсивного выпадения летних и таяния зимних осадков, оказывают влияние на количество подземного стока [см. формулу (I-41)]. В связи с этим при гидрогеологической оценке района или области следует определять коэффициент озерности, расчет которого производится по формуле

$$\omega = \frac{\sum f}{F_{в.б}} \cdot 100, \qquad (I\text{-}31)$$

где ω — коэффициент озерности, %; $\sum f$ — общая площадь озер в районе водосборного бассейна реки, км²; $F_{в.б}$ — площадь водосборного бассейна, км².

Для оценки поверхностного и подземного стока пользуются следующими показателями: стоком с площади водосборного бассейна реки, коэффициентом стока, коэффициентом весеннего стока, нормой стока, модульным коэффициентом.

Сток с площади всего водосборного бассейна какой-либо реки определяется по данным расхода воды, рассчитанного в поперечном сечении, заданном в устьевой части реки.

Расход воды в любом поперечном сечении реки, и в частности заданном в устьевой части ее, рассчитывается по формуле

$$Q = vF, \qquad (I\text{-}32$$

где Q — расход рек в заданном сечении, м³/сек; v — средняя скорость течения, определяемая гидрометрической вертушкой или поплавками, м/сек; F — площадь живого сечения потока в данном створе, м².

Коэффициент стока — отношение стока за данный период к количеству осадков, выпавших за тот же период на площадь водосборного бассейна какой-либо реки:

$$\alpha = \frac{h}{x} \cdot 100, \qquad (I\text{-}33)$$

где α — коэффициент стока, %; h — сток, мм вод. слоя; x — количество осадков, мм.

Сток и коэффициент стока могут быть определены также с помощью уравнений теплового баланса [7].

Коэффициент весеннего стока $\alpha_в$ — отношение стока $h_в$ за весенний период к количеству ссадков $x_з$, выпавших за холодное время:

$$\alpha_в = \frac{h_в}{x_з} \cdot 100. \qquad (I\text{-}34)$$

Норма стока * — среднее арифметическое значение стока, установленное за многолетний (40—50 лет) период наблюдений. Оно может быть выражено:

а) средним многолетним расходом реки Q_0, м³/сек;

б) средним многолетним модулем стока M_0, определяемым по формуле

$$M_0 = Q_0/F_{в.б}, \tag{I-35}$$

где M_0 — модуль стока с 1 км² водосборного бассейна реки, л/сек; Q_0 — средний многолетний расход реки, л³/сек; $F_{в.б}$ — площадь водосборного бассейна реки, км²;

в) средней многолетней высотой слоя стока h_0 (мм/год), определяемой по формуле

$$h_0 = 3{,}15M_0, \tag{I-36}$$

где M_0 — средний многолетний модуль стока с 1 км² водосборной площадки какой-либо реки, л/сек;

г) средним многолетним объемом стока W_0 (м³/год), который определяется по формуле

$$W_0 = h_0F_{в.б}, \tag{I-37}$$

где h_0 — высота слоя годового стока, м; $F_{в.б}$ — площадь водосборного бассейна какой-либо реки, м².

Модульный коэффициент K — безразмерная величина, представляющая собой отношение стока, выраженного в любых единицах за определенный период i, к норме стока:

$$K_i = \frac{M_i}{M_0} = \frac{Q_i}{Q_0} = \frac{h_i}{h_0} = \frac{W_i}{W_0}. \tag{I-38}$$

Стоки для отдельных периодов, равных одному году, сезону, месяцу, характеризуются обычно модульными коэффициентами, рассчитанными для этих периодов по формуле (I-38).

В настоящее время для территории СССР построены разномасштабные карты среднего многолетнего модуля стока рек в изолиниях. На территории СССР модуль стока изменяется в широких пределах — от 0,5 до 75 л/сек с 1 км², причем наименьшие значения его приходятся на Арало-Каспийскую область, наибольшие — на высокогорные части Кавказа.

Изменение модуля и других показателей стока на территории СССР объясняется тем, что на сток оказывают влияние различные естественные и искусственные факторы (климатические, геоморфологические, почвенно-геологические, ботанические, агротехнические мероприятия, строительство каналов, плотин, создание водохранилищ и др.).

Подземный сток обязан своим существованием подземным водам, залегающим и движущимся в водопроницаемых горных породах, принимающих участие в геологическом строении водосборных бассейнов. Подземный сток имеет свой водосборный бассейн, который при известных геологических условиях может не совпадать с поверхностным водосбором (рис. I-5).

Подземный сток характеризуется так называемым модулем подземного стока, который определяется по формуле

$$M_{подз} = \frac{KM_0}{100}, \tag{I-39}$$

где $M_{подз}$ — модуль подземного стока с 1 км² подземной водосборной площади, л/сек; M_0 — средний многолетний модуль общего стока с 1 км² поверхностного водосборного бассейна, л/сек; K — модульный коэффициент, показывающий вклад подземного стока в общий сток и определяемый по формуле

$$K = \frac{M_{min}}{M_0}, \tag{I-40}$$

* Методы расчета нормы стока подробно рассматриваются в специальной гидрологической литературе.

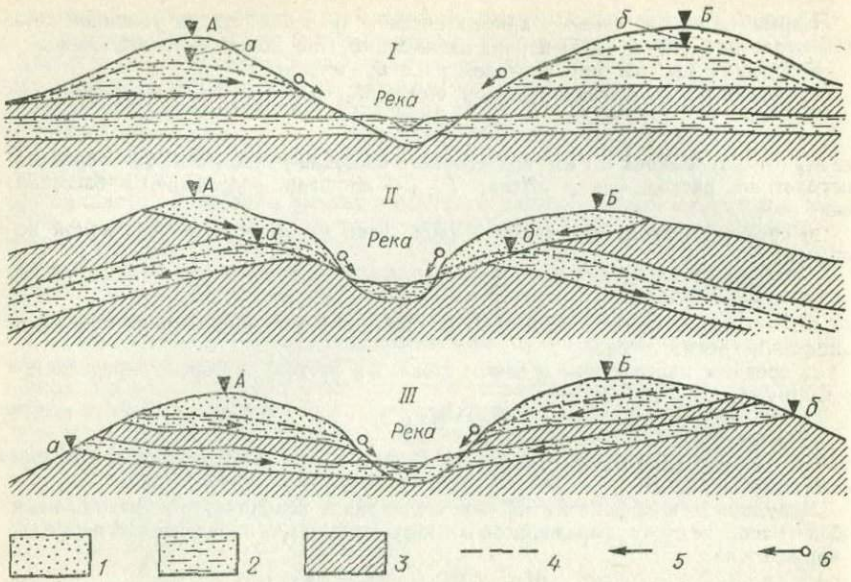


Рис. I-5. *Соотношение подземного и поверхностного водосборных бассейнов*, по П. П. Климентову.

I — бассейны поверхностного и подземного стока совпадают; II и III — не совпадают; АБ — бассейны поверхностного стока; *аб* — бассейны подземного стока; *1* — песок; *2* — песок с водой; *3* — глина; *4* — уровень грунтовых вод; *5* — направление грунтового потока; *6* — источник.

где M_{min} — минимальный модуль стока с 1 км² поверхностного водосборного бассейна (л/сек), определяемый по зимнему расходу реки и равный модулю подземного стока, так как реки зимой питаются преимущественно подземными водами.

Модуль подземного стока является надежным показателем для оценки водоносности горных пород, распространенных на площади водосборного бассейна какой-либо реки, так как он представляет собой не что иное, как количество подземной воды в литрах в секунду, поступающее в реку с 1 км² того или иного водоносного горизонта, дренируемого рекой. Для водосборных бассейнов со значительной озерностью модуль подземного стока определяется по формуле

$$M_{подз} = \frac{GKM_0}{100}, \qquad (I\text{-}41)$$

где G — коэффициент $1/\sqrt[3]{\omega}$; ω — коэффициент озерности, определяемый по формуле (I-30).

Коэффициент K, входящий в формулы (I-30) и (I-41), в зависимости от проницаемости пород, развитых на площади водосборного бассейна, изменяется от 0 до 40% и более, причем максимальные значения коэффициента приходятся на районы, сложенные трещиновато-закарстованными породами.

Кроме приведенных формул подземный сток может быть определен гидрохимическим методом, предложенным А. Т. Ивановым (1948 г.), согласно которому подземный и поверхностный стоки определяются из уравнений

$$Q_0 = Q_{подз} + Q_{пов}; \qquad (I\text{-}42)$$

$$Q_0 = Q_{подз}C_1 + Q_{пов}C_2. \qquad (I\text{-}43)$$

Решая уравнения (I-42) и (I-43) относительно $Q_{подз}$, получаем

$$Q_{подз} = Q_0 \frac{C - C_2}{C_1 - C_2}, \qquad (I\text{-}44)$$

где $Q_{подз}$ — годовой объем подземного стока; Q_0 — годовой объем речного стока; $Q_{пов}$ — годовой объем поверхностного стока; C — концентрация какого-либо компонента, например хлора, в речной воде в период наблюдений; C_1 — концентрация того же компонента в подземных водах в тот же период; C_2 — концентрация того же компонента в поверхностных водах в тот же период.

Из формулы (I-44) видно, что если $C = C_1$, то $Q_{подз} = Q_0$; если $C = C_2$, то $Q_{подз} = 0$. Из уравнений (I-42) и (I-43) легко получается и формула для определения $Q_{пов}$.

$$Q_{пов} = Q_0 \frac{C - C_1}{C_2 - C_1}. \qquad (I\text{-}45)$$

В последнее время благодаря исследованиям Б. И. Куделина количественная оценка подземного стока дополнилась новыми расчетными методами и формулами, отражающими геолого-структурные и гидрогеологические условия водосборных речных бассейнов. Б. И. Куделин предлагает различать четыре случая питания рек подземными водами и соответственно им четыре схемы расчленения гидрографа реки (рис. I-6).

Подземное питание реки, характеризующее естественные ресурсы подземных вод зоны весьма интенсивного водообмена водосборного бассейна реки, находится по гидрографу известным методом его расчленения на поверхностный и подземный сток, при этом всегда следует иметь в виду, что подземный сток за отдельный год, полученный этим методом, можно использовать только для общего представления о нем.

При гидрогеологических расчетах, связанных с оценкой ресурсов подземных вод для водоснабжения или других целей, должны использоваться среднемноголетние значения подземного стока.

Следует отметить, что определение подземного питания по гидрографам, показанным на рис. I-6, можно производить только для малых и средних рек. Для больших рек метод расчленения гидрографа неприменим, так как водосборная площадь этих рек имеет очень сложное геолого-структурное и гидрогеологическое строение. На различных участках большой реки имеют место самые разнообразные случаи связи водоносных горизонтов с рекой и друг с другом, которые не могут быть отражены единой схемой подземного питания.

Из новых формул, характеризующих подземный сток, Б. И. Куделин предложил формулы для определения слоя и коэффициента подземного стока. Слой подземного стока выражается в миллиметрах в год или в любую другую единицу времени с одного квадратного километра площади подземного бассейна и рассчитывается по формуле

$$h_{подз} = 1000 \frac{Q_{подз}}{F}, \qquad (I\text{-}46)$$

где $h_{подз}$ — слой подземного стока, мм/год; $Q_{подз}$ — объем подземного стока с площади бассейна, м³/год; F — площадь бассейна, м².

Коэффициент подземного стока представляет собой отношение подземного стока к осадкам, выпавшим на площадь данного речного водосборного бассейна, и показывает ту часть осадков, которая идет на питание подземных вод зоны весьма интенсивного водообмена в бассейне. Вычисляется по формуле

$$\alpha_{подз} = \frac{h_{подз}}{x} \cdot 100, \qquad (I\text{-}47)$$

где $\alpha_{подз}$ — коэффициент подземного стока, %; h — слой подземного стока, мм/год; x — слой осадков, мм/год.

При расчетах $h_{подз}$ и $\alpha_{подз}$ площадь бассейна F должна определяться по картам гидроизогипс. При отсутствии последних для рек платформенных обла-

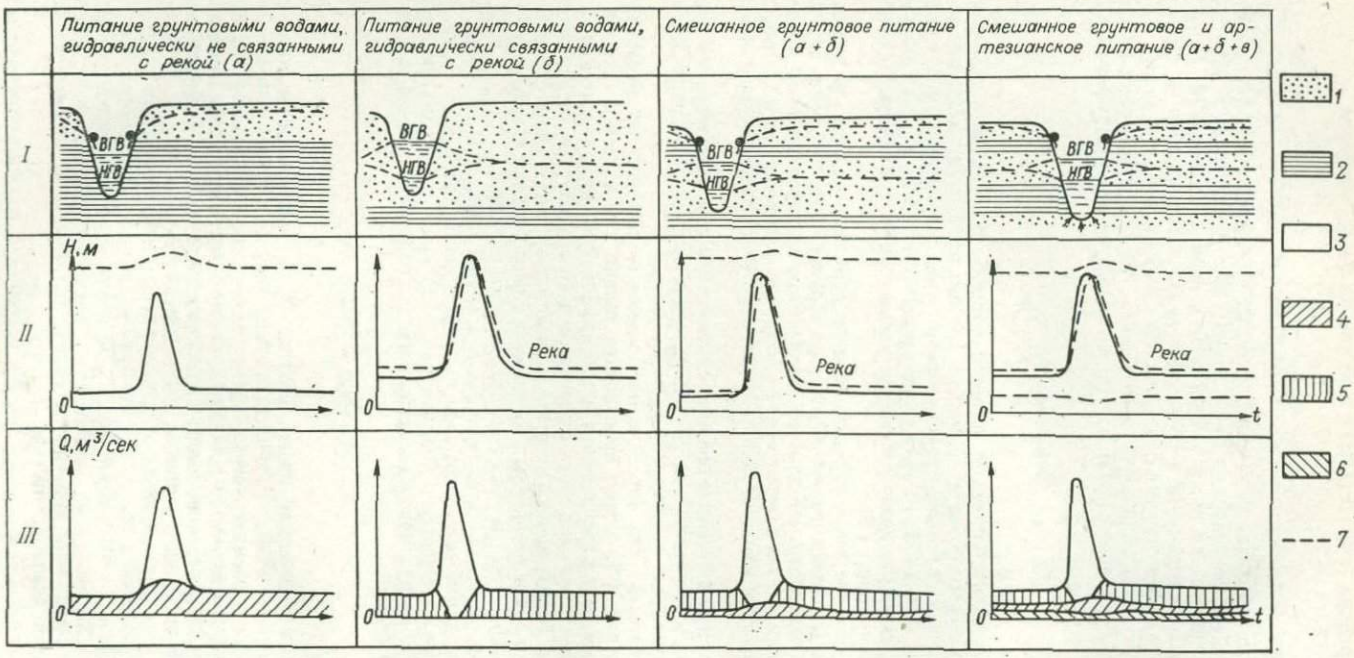


Рис. I-6. Схема расчленения гидрографа реки в зависимости от гидрогеологических условий ее бассейна, по Б. И. Куделину.

I — схема гидрогеологических условий подземного питания рек; *II* — характер колебаний уровня речных и подземных вод прибрежной зоны; *III* — схема расчленения гидрографа реки. *1* — водоносные породы; *2* — водоупорные породы; *3* — поверхностный сток; *4* — грунтовой сток из водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой; *5* — грунтовой сток из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с рекой; *6* — артезианский сток; *7* — уровень грунтовых вод.

стей со спокойным залеганием горных пород, когда зеркало грунтовых вод повторяет поверхность современного рельефа, при определении $F_{в.б}$ можно пользоваться обычными гипсометрическими картами.

Расчеты подземного стока обычно обобщаются в виде карт подземного питания, коэффициентов и модулей подземного стока, отражающих естественные ресурсы различных видов подземных вод, развитых в пределах малых и средних речных бассейнов и их отдельных районов и участков. Методика построения таких карт проста. Образцы карт, применительно к Днепровско-Донецкому артезианскому бассейну, приводятся в работе Б. И. Куделина [28] и в монографии под его редакцией «Подземный сток на территории СССР» [43].

При гидрогеологических исследованиях изучением подземного стока в основном и заканчивается характеристика гидролого-метеорологической обстановки, анализ которой вместе с геолого-структурным строением местности позволяет выяснить условия формирования и движения подземных вод, а также режим их во времени.

В заключение заметим, что в настоящее время формируется новая отрасль науки — морская гидрогеология, основными задачами которой являются:

1) изучение роли подземного стока в моря в мировом водном балансе и глобальном круговороте воды;

2) оценка влияния подземных вод на формирование водного и солевого балансов морей и крупных озер;

3) изучение взаимодействия морских и подземных вод в прибрежных районах;

4) изучение влияния подземного стока на образование месторождений полезных ископаемых на дне морей и океанов;

5) изучение областей разгрузки пресных подземных вод в прибрежных зонах морей с целью их использования для водоснабжения [16].

ГЛАВА II

НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ И ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

§ 1. Гранулометрический состав

В составе проницаемых рыхлых и слабосцементированных осадочных пород, с которыми связаны подземные воды, нефть и газ, содержатся гравийные, песчаные, пылеватые, глинистые и коллоидно-дисперсные частицы. Последние имеют подчиненное значение в сравнении с другими частицами, но их много содержится в глинах и глинистых горных породах, слагающих водоупорные пласты и толщи.

Коллоидно-дисперсные минералы (галлуазит, монтмориллонит и др.), самые мелкие по размерам, обусловливают высокую адсорбционную способность глинистых пород, активность протекающих в них процессов ионного обмена и степень их набухаемости в воде, возможность расчленения глинистых толщ на пласты и прослои.

Определение размеров зерен и частиц, слагающих проницаемые и непроницаемые породы, имеет большое значение при разного рода исследованиях, так как от гранулометрического состава зависят многие свойства пород: проницаемость, пористость, водо- и нефтеотдача, капиллярность и т. д.

Изучение гранулометрического состава способствует выяснению геологических и палеогеографических условий формирования водоносных и нефтегазоносных горных пород. Данные о нем используются также при подборе фильтров разведочных и эксплуатационных водяных и нефтяных скважин.

Размеры частиц горных пород изменяются в очень широких пределах — от 1 мкм, или 0,001 мм (частицы глинистых и коллоидно-дисперсных минералов) до сотен миллиметров (галька, валуны). Определение размера зерен и частиц по

их отдельным фракциям называют механическим, или гранулометрическим, анализом.

В зависимости от гранулометрического состава пород применяют различные методы анализа. Крупные фракции, в которые входят зерна и частицы размером от 0,1 до 10 мм, определяются методом ситового анализа; мелкие фракции, включающие частицы <0,1 мм, определяются отмучиванием в спокойной воде, так называемым седиментационным анализом.

Результаты гранулометрического анализа горных пород выражают в виде таблиц (табл. II-1) и графиков гранулометрического состава (рис. II-1).

Таблица II-1

Гранулометрический состав

Фракция в обычной форме выражения		Фракции по их совокупности (сумме)	
Диаметр частиц, мм	Содержание, %	Наибольший диаметр частиц, мм	Содержание, %
0,01	1,2	0,01	1,2
0,01—0,1	7,3	0,1	8,5
0,1—0,5	48,5	0,5	57,0
0,5—1,0	32,4	1,0	89,4
1,0—3,0	8,2	3,0	97,6
3,0—5,0	2,4	5,0	100,0

Из графиков гранулометрического состава наиболее распространен логарифмический, для построения которого по оси абсцисс откладывают логарифмы диаметров частиц, а по оси ординат — процентные содержания фракций по их совокупности (суммарный процент) (рис. II-1).

По графику определяют диаметры частиц, соответствующие 10- и 60%-ному содержанию от суммы всех частиц. Первый из них называется эффективным диаметром *, частиц меньшего диаметра в неоднородной породе содержится 10% от суммы всех частиц. Второй используется для определения коэффициента неоднородности породы, который рассчитывается по формуле

$$K_н = \frac{d_{60}}{d_{10}}. \qquad (II\text{-}1)$$

При $K_н < 5$ порода является однородной, при $K_н > 5$ — неоднородной. Коэффициент неоднородности пород нефтяных месторождений СССР колеблется в пределах 1,1—20 [11].

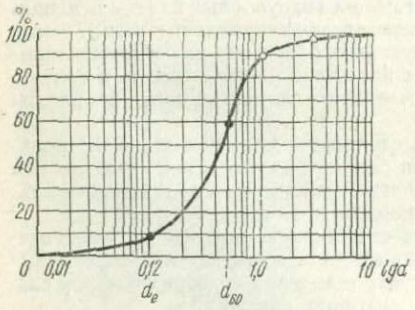


Рис. II-1. Логарифмический график гранулометрического состава.

О составе пород дает представление не только коэффициент неоднородности, но и общий характер кривых гранулометрического состава; более однородные породы обладают крутой кривой, менее однородные сравнительно пологой кривой. Многочисленные исследования гранулометрического состава пород послужили основой для различных классификаций по их гранулометрии, одна из которых приводится в табл. II-2.

Пористые нефтегазоносные коллекторы разделяются по размеру частиц на три основные группы:

* Эта величина имеет условное смысловое значение.

Таблица II-2

Общая классификация пород по гранулометрическому составу, по В. А. Приклонскому [12]

Фракции	Крупность	Размер частиц, мм
Валуны (окатанные) и камни (угловатые)	Крупные	800
	Средние	800—400
	Мелкие	400—200
Галька (окатанная) и щебень (угловатый)	Очень крупные	200—100
	Крупные	100—60
	Средние	60—40
	Мелкие	40—20
Гравий (окатанный) и дресва (угловатая)	Крупные	20—10
	Средние	10—4
	Мелкие	4—2
Песчаные частицы (песок)	Очень крупные	2—1
	Крупные	1—0,5
	Средние	0,5—0,25
	Мелкие	0,25—0,1
	Тонкие	0,1—0,05
Пылеватые частицы (пыль)	Крупные	0,05—0,01
	Мелкие	0,01—0,005
Глинистые частицы	Грубые	0,005—0,001
	Тонкие	0,001

псаммиты, алевриты и пелиты [Мирчинк М. Ф., 1946 г.]. В первую группу входят пески или псаммиты, состоящие преимущественно из частиц размером 1,0—0,1 мм, во вторую — алевриты из частиц размером 0,1—0,01 мм и в третью — пелиты, содержащие частицы размером меньше 0,01 мм *. К псаммитам относятся породы, содержащие 50—80% частиц размером 1,0—0,1 мм, к алевритам — породы с таким же содержанием частиц 0,1—0,01 мм и к пелитам — породы с таким же содержанием частиц размером $<0{,}01$ мм. В природных условиях может иметь место и четвертая группа, в которой содержание любой из указанных фракций не достигает 50%.

Следует отметить, что данная классификация применяется не только для приближенной характеристики гранулометрического состава нефтегазоносных горных пород, но и в целях корреляции пластов и разрезов.

Коллоидно-дисперсные частицы разделяются и определяются отмучиванием и центрифугированием, которые позволяют выделить частицы до 0,01 мкм. При этом исследуемую породу предварительно обрабатывают соляной кислотой для удаления карбонатов, мешающих выделению тонких фракций. Эта обработка не разрушает основную часть коллоидно-дисперсных минералов (силикатов, алюмосиликатов и других), что и позволяет определить их содержание в исследуемой породе.

* Состав псаммитов определяется преимущественно ситовым методом, а алевритов и пелитов — седиментационным.

§ 2. Пористость и трещиноватость

Горные породы по своему происхождению и вследствие вторичных процессов (выветривания, выщелачивания, тектонических движений, уплотнения, цементации и других) обычно не являются монолитными, а содержат в себе поры, пустоты и трещины самых различных форм и размеров (рис. II-2).

Пористость в горных породах обусловлена промежутками — порами — между частицами породы. Пористость вместе с трещиноватостью, тектонической нарушенностью пород и их литологическими особенностями определяют гидрогеологические свойства горных пород по их площади и глубине. С глубиной пористость горных пород уменьшается, что объясняется увеличением давления и цементацией пор на глубине. Изменение пористости осадочных горных пород с глубиной выражается формулой [10]

$$n^{h=h_1} = n^{h=0} e^{-0,45h_1}. \qquad (II\text{-}2)$$

где $n^{h=h_1}$ — пористость на заданной глубине h_1, доли единицы; $n^{h=0}$ — пористость вблизи поверхности Земли, доли единицы; h_1 — глубина залегания пласта горной породы, км.

В зависимости от вида и размера пор, пустот и трещин в горных породах различают: 1) некапиллярную пористость (скважность), обусловленную крупными (более 1 мм) порами, ноздреватостью, кавернозностью, крупной трещиноватостью, и закарстованностью; 2) капиллярную пористость, когда в горных породах встречаются поры диаметром менее 1 мм, а трещины шириной менее 0,25 мм.

По размерам поры и трещины разделяют на три группы: 1) сверхкапиллярные (поры размером более 0,5 мм, трещины шириной более 0,254 мм); 2) капиллярные (поры — 0,5—0,002 мм, трещины — 0,254—0,0001 мм); 3) субкапиллярные (поры — менее 0,0002 мм, трещины — менее 0,0001 мм).

Выделение этих видов пор и трещин важно для оценки условий движения подземных вод, нефти и газа в горных породах. По сверхкапиллярным порам и трещинам происходит свободное движение воды, нефти и газа; по капиллярным — при значительном участии капиллярных сил. Породы с субкапиллярными порами и трещинами (глины, глинистые сланцы и другие) являются практически непроницаемыми для жидкостей и газов.

Пористость свойственна всем горным породам — магматическим, метаморфическим и осадочным, только происхождение пор в них различное. Поры в магматических горных породах возникают вследствие затвердевания магмы, при котором внутри отдельных кристаллов и между ними образуются пустоты, запол-

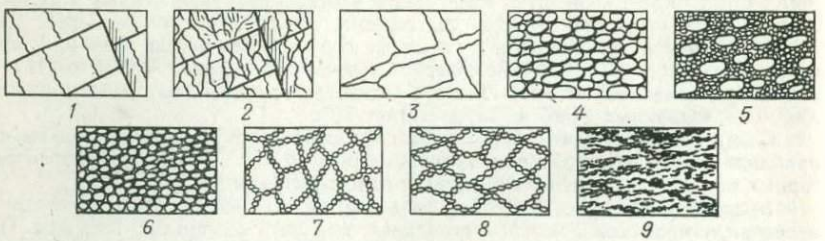


Рис. II-2. Различные виды пор в горных породах.

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, обусловленной неравнозернистостью; *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.

ненные водяным паром или другими газами. Особенно много пустот возникает в верхней части лавовых потоков в результате выделения из лавы водяного пара и газов. Поры в метаморфических породах обязаны своим происхождением процессу перекристаллизации первичных осадочных горных пород под влиянием того или иного вида метаморфизма. Поры в осадочных горных породах связаны с условиями отложения этих пород и теми вторичными процессами, которым подвергались эти породы (уплотнение, цементация и пр.).

Пористость горных пород характеризуется коэффициентом пористости n, который определяется отношением объема пор к объему всей породы в сухом состоянии и выражается в долях единицы или процентах:

$$n = \frac{V_п}{V} \cdot 100, \tag{II-3}$$

где $V_п$ — объем пор; V — объем породы.

Коэффициент пористости рассчитывается по удельному и объемному весу породы. При известных удельном и объемном весах породы коэффициент пористости определяется по формуле

$$n = \left(1 - \frac{\delta}{\Delta}\right) \cdot 100, \tag{II-4}$$

где n — коэффициент пористости, %; δ — объемный вес породы, г/см^3; Δ — удельный вес породы, г/см^3.

Коэффициент пористости зависит от:

1) расположения зерен (при плотном расположении пористость уменьшается, при менее плотном или неплотном — значительно увеличивается);

2) однородности частиц и зерен по их размерам (в неоднородных зернистых породах пористость уменьшается вследствие заполнения промежутков между крупными зернами более мелкими, причем при плотном заполнении пористость смеси приблизительно равна произведению пористости отдельных компонентов);

3) степени цементации частиц и зерен породы между собой (менее сцементированные породы обладают большей пористостью, более сцементированные — меньшей);

4) состояния породы в отношении выноса из нее циркулирующими водами минерального вещества, а также степени ее выветрелости;

5) характера трещиноватости горных пород, в которых наряду с порами встречаются трещины различной ориентировки и размеров.

Кроме коэффициента общей пористости n в гидрогеологии и особенно в механике грунтов и инженерной геологии широко пользуются коэффициентом приведенной пористости ε. Под последним понимается отношение объема пор $V_п$ к объему скелета породы $V_т$:

$$\varepsilon = \frac{V_п}{V_т}. \tag{II-5}$$

Зависимость коэффициента общей и приведенной пористости можно иллюстрировать следующими формулами:

$$\varepsilon = \frac{n}{1 - n}; \tag{II-6}$$

$$n = \frac{\varepsilon}{1 + \varepsilon}. \tag{II-7}$$

Кроме указанных видов пористости выделяют также открытую и динамическую пористость. Согласно решению Всесоюзного совещания по унификации методов изучения коллекторских свойств горных пород [20] открытая пористость характеризуется коэффициентом открытой пористости n_0, под которым понимают

отношение объема открытых сообщающихся пор к объему образца исследуемой горной породы, т. е.

$$n_o = \frac{V_{с.\,о}}{V_o}, \qquad (II\text{-}8)$$

где $V_{с.\,о}$ — объем сообщающихся открытых пор; V_o — объем породы.

Открытая пористость сцементированных пород определяется методом насыщения под вакуумом керосином предварительно экстрагированного, высушенного и взвешенного образца. Керосин применяется потому, что он легко проникает в поры и не вызывает разбухания глинистых частиц.

Сущность метода видна из формулы

$$n_o = \frac{g_к - g}{g_к - g_{кк}}, \qquad (II\text{-}9)$$

где g — вес сухого образца в воздухе, г; $g_к$ — вес того же образца в воздухе, но предварительно насыщенного керосином в вакуумной установке при давлении 3—10 мм рт. ст., г; $g_{кк}$ — вес образца, насыщенного керосином, в керосине, г.

Динамическая пористость, характеризуемая коэффициентом динамической пористости $n_д$, представляет собой отношение объема движущейся жидкости в породе к объему породы, т. е.

$$n_д = \frac{V_д}{V_o}, \qquad (II\text{-}10)$$

где $V_д$ — объем движущейся жидкости; V_o — объем образца породы.

Для образцов сцементированных горных пород, имеющих форму цилиндров диаметром 20, 25 или 30 мм и высотой 30 мм, коэффициент динамической пористости определяется по формуле

$$n_д = \frac{g_1 - g_2}{\rho_к V_o}, \qquad (II\text{-}11)$$

где $n_д$ — коэффициент динамической пористости, доли единицы; g_1 — масса (вес) образца, насыщенного керосином под вакуумом при давлении 3—10 мм рт. ст., г; g_2 — масса (вес) образца, предварительно продутого воздухом или азотом при давлении 2—3 кгс/см² в течение 1—3 мин на фильтрационном приборе ГК-5; $\rho_к$ — плотность керосина, определяемая ареометром или пикнометром, г/см³; V_o — объем образца, см³.

Коэффициент динамической пористости выражает ту часть пор и трещин, которая занята движущимися водой, нефтью или газом в пласте или горизонте. Следовательно, этот коэффициент характеризует полезную емкость коллектора и до некоторой степени промышленные запасы нефти. Соотношение между видами пористости — общей, открытой и динамической — определяется типом горных пород, их происхождением, размерами пронизывающих их пор и трещин, цементацией пород и т. д.

Горные породы со сверхкапиллярными порами характеризуются почти совпадающими между собой общей, открытой и динамической пористостью. У горных пород с капиллярными порами общая пористость превышает открытую, а последняя — динамическую. Горные породы с субкапиллярными порами обладают высокой общей пористостью и не имеют открытой и динамической пористости.

Коэффициенты общей, открытой и динамической пористости, их количественные соотношения между собой вместе с геолого-структурными особенностями района, развитием тектонических и литогенетических трещин и трещин выветривания широко используются для оценки степени закрытости разрезов гидрогеологических и нефтегазоносных структур.

При разведке и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений в связи с оценкой запасов нефти и газа при гидродинамических расчетах рациональных систем разработки возникает необходимость определения средней пористости пласта. Для этого применяются следующие формулы.

1. Расчет среднего коэффициента общей пористости неоднородного пласта по одной скважине:

$$n_{ср} = \frac{n_1h_1 + n_2h_2 + \cdots + n_nh_n}{h_1 + h_2 + \cdots + h_n} = \frac{\sum n_ih_i}{\sum h_n}, \qquad (II\text{-}12)$$

где n_1, n_2, ..., n_n — пористости пород отдельных пропластков; h_1, h_2, ..., h_n — мощности пропластков.

Если скважина вскрывает однородный пласт, то при одинаковых интервалах опробования $h_1 = h_2 = h_3 \cdots = h_n$ формула (II-12) примет вид

$$n_{ср} = \frac{n_1 + n_2 + n_3 + \cdots + n_n}{N} = \frac{\sum n_i}{N}, \qquad (II\text{-}13)$$

где N — число интервалов опробования, выделенных в пласте.

2. Расчет среднего коэффициента общей пористости пласта по нескольким скважинам:

$$n_{ср}^{пл} = \frac{\bar{n}_1F_1H_1 + \bar{n}_2F_2H_2 + \cdots + \bar{n}_nF_nH_n}{N} = \frac{\sum \bar{n}_iF_iH_i}{\sum F_iH_i}, \qquad (II\text{-}14)$$

где $\bar{n}_1$, $\bar{n}_2$, $\bar{n}_3$, ..., $\bar{n}_n$ — средняя пористость пласта по отдельным скважинам; H_1, H_2, ..., H_n — мощность пласта в отдельных скважинах; F_1, F_2, ..., F_n — площади дренирования скважин.

Если скважины расположены равномерно по площади и мощность пласта не постоянная, т. е. $H_1 \neq H_2 \neq H_3 \neq \cdots \neq H_n$, $F_1 = F_2 = F_3 = \cdots F_n$, то формула (II-14) примет вид

$$n_{ср}^{пл} = \frac{\bar{n}_1H_1 + \bar{n}_2H_2 + \cdots + \bar{n}_nH_n}{H_1 + H_2 + \cdots + H_n} = \frac{\sum \bar{n}_iH_i}{\sum H_i}. \qquad (II\text{-}15)$$

При постоянной мощности пласта формула (II-14) преобразуется в следующую:

$$n_{ср}^{пл} = \frac{\bar{n}_1 + \bar{n}_2 + \cdots + \bar{n}_n}{N_c} = \frac{\sum n_i}{N_c}, \qquad (II\text{-}16)$$

где N_c — число скважин.

Вследствие разнообразия горных пород по происхождению, влияния многих факторов на их пористость, последняя изменяется в широких пределах (табл. II-3).

Из рассмотренной ранее классификации пор и трещин по их размерам следует, что коллекторами воды, нефти и газа могут быть как пористые, так и трещиноватые и кавернозные горные породы.

Трещины наблюдаются в магматических, метаморфических и осадочных горных породах, они являются следствием многих часто взаимосвязанных между собой процессов: тектонических, диагенеза, перекристаллизации, физического выветривания, карста, химических превращений, например доломитизации, и многих других.

В зависимости от причин, порождающих трещиноватость горных пород, а также от структуры, текстуры, минералогического состава и происхождения в горных породах образуются самые различные трещины по ширине (раскрытости), длине и ориентировке в пространстве. Все это значительно затрудняет изучение трещинных коллекторов нефти, газа и воды. Эти коллекторы в настоящее время разделяются на три типа [Смехов Е. М., 1961, 1974 гг.].

1. Коллекторы кавернозного типа, приуроченные в основном к карбонатным породам с кавернами и карстом, связанными между собой микротрещинами, по которым осуществляется фильтрация жидкостей и газов.

2. Коллекторы трещинного типа, приуроченные к карбонатным породам, плотным песчаникам, хрупким сланцам и другим, пронизанным трещинами,

Таблица II-3

Коэффициенты общей пористости горных пород, по Г. А. Максимовичу

Группы пород	Породы	Средняя пористость, %
Свежие осадки	Илы глинистые	50,0
Почвы	Торф	80
	Различные типы почв	55,0
Породы верхней части коры выветривания	Пески	35,0
	Лёсс, лёссовидные суглинки	45,0
	Покровные суглинки	35,0
	Глины	35,0
	Известковые туфы	25,0
Осадочные породы	Пески рыхлые	35,0
	Пески уплотненные	25,0
	Песчаники кайнозоя и мезозоя	20,0
	Песчаники палеозоя	10—12,0
	Известняки пористые, доломиты пористые	5,0
	Глины платформенных областей	40,0
	Глины складчатых областей	20,0
	Гипс	3,0
	Ангидрит	1,0
	Угли	4,0
	Мел	30,0
	Опока	35,0
Метаморфические породы	Сланцы глинистые, сланцы кровельные	4,0
	Сланцы кремнистые, мрамор	1,0
	Кварциты, гнейсы, амфиболиты	2,0
Магматические породы	Порфириты	2,0
	Граниты, сиениты	1,0
	Эффузивы	2,0
	Интрузивы	1,0

из которых фильтрация нефти и газа происходит только по трещинам с раскрытостью 0,005—0,01 мм.

3. Коллекторы смешанные, представляющие собой сочетания и переходы по площади и размеру первого, второго и пористого коллекторов.

Для количественной характеристики чисто кавернозных горных пород пользуются коэффициентом кавернозности $n_к$, представляющим собой отношение суммарного объема всех каверн $V_к$ к объему породы V, т. е.

$$n_к = \frac{V_к}{V}, \qquad \text{(II-17)}$$

или

$$n_к = 1 - \frac{V_м}{V}, \qquad \text{(II-18)}$$

где $V_м$ — объем минеральной части породы.

Зная плотность минеральной части породы $\delta_к$ и удельный вес ее $\Delta_к$, формулу (II-18) запишем в виде

$$n_к = 1 - \frac{\delta_к}{\Delta_к}. \qquad (II\text{-}19)$$

Формула (II-19) имеет ту же сущность, что и формула (II-4).

Для пористо-кавернозных горных пород коэффициент кавернозности определяется по формуле

$$n_к = 1 - n - \frac{\delta_к}{\Delta_к}, \qquad (II\text{-}20)$$

где n — коэффициент пористости пористой части горной породы, определяемый по формуле (II-3).

Количественная характеристика трещинных коллекторов дается по коэффициентам густоты трещин, трещинной пористости и проницаемости. По шлифовому методу, разработанному ВНИГРИ (Е. М. Смехов, Л. П. Гмид, М. Х. Булач, Е. С. Ромм и др.), коэффициент густоты трещин α определяется по формуле

$$\alpha = \frac{a}{F}, \qquad (II\text{-}21)$$

где a — суммарная протяженность трещин, мм; F — площадь шлифа, мм^2.

Коэффициент трещинной пористости $n_т$ определяется по формуле

$$n_т = b\frac{a}{F}, \qquad (II\text{-}22)$$

где b — раскрытие (ширина) трещины, мм.

Коэффициент трещинной пористости $n_т$ используется для расчета коэффициента проницаемости трещин, что видно из формулы

$$K_п = 85\,000 b^2 n_т, \qquad (II\text{-}23)$$

где $K_п$ — коэффициент проницаемости, дарси; b — раскрытие трещины, мм; $n_т$ — коэффициент трещинной пористости, доли единицы.

При определении густоты трещин, трещинной пористости и проницаемости F, a, b измеряются в шлифе под микроскопом.

Шлифовой метод является довольно приближенным, не отражающим трещиноватость пластов и массивов горных пород в целом *, поэтому коэффициенты трещиноватости и проницаемости обычно определяются по данным опробования скважин на приток (см. § 3 данной главы).

§ 3. Проницаемость

Проницаемостью называется свойство горных пород пропускать через себя жидкости, газы и их смеси при наличии перепада давления. Проницаемость зависит от размера сообщающихся между собой пор и трещин в горных породах и характеризуется коэффициентом фильтрации (см/сек, м/сек, м/сутки) или коэффициентом проницаемости, выражаемым в единицах дарси (см. гл. XIV).

В гидрогеологии, инженерной геологии, динамике подземных вод при многих гидрогеологических расчетах, связанных с использованием, регулированием или удалением подземных вод, применяется коэффициент фильтрации в размерности скорости, получаемый из закона Дарси, согласно которому количество

---

* Для обоснования перехода от шлифов к пластам и массивам горных пород требуются дальнейшие исследования, направленные на сопоставление шлифового метода с другими — лабораторными, геофизическими и особенно гидродинамическими для различных горных пород.

фильтрующейся воды Q в единицу времени пропорционально коэффициенту фильтрации K, площади фильтрации F и гидравлическому градиенту I, т. е.

$$D = KFI. \tag{II-24}$$

Разделив правую и левую части уравнения (II-24) на F и обозначив $\frac{Q}{F}$ через v, получим

$$v = KI, \tag{II-25}$$

где v — скорость фильтрации.

Из формулы (II-25) следует, что коэффициент фильтрации есть скорость фильтрации при градиенте, равном единице, т. е.

$$v = K \text{ при } I = 1. \tag{II-26}$$

Формулой (II-26) определяется размерность коэффициента фильтрации. Скорость фильтрации не равна действительной скорости движения подземных вод, которая имеет место в сообщающихся порах, трещинах и пустотах горных пород (см. гл. XIV).

В нефтяной, нефтепромысловой геологии и гидрогеологии, физике нефтяного пласта, подземной гидравлике и гидрогазодинамике, при гидродинамических расчетах, связанных с разработкой нефтяных и газовых месторождений, а также месторождений минеральных, лечебных, термальных и промышленно-ценных подземных вод и т. д., для оценки проницаемости горных пород пользуются практической единицей дарси, которую получают на основе закона Дарси, что видно из формулы

$$K_{\text{п}} = \frac{Q\mu L}{F\,\Delta p}, \tag{II-27}$$

где $K_{\text{п}}$ — коэффициент проницаемости, дарси; Q — расход жидкости, см³/сек; μ — вязкость жидкости, спз; L — длина пути фильтрации, см; Δp — перепад давления, кгс/см².

Связь коэффициента фильтрации в размерности скорости с коэффициентом проницаемости в дарси выражается формулой

$$K = K_{\text{п}} \frac{\gamma}{\mu}, \tag{II-28}$$

где K — коэффициент фильтрации, см/сек; $K_{\text{п}}$ — коэффициент проницаемости, дарси; γ — плотность жидкости, кг/см³; μ — вязкость жидкости, спз.

При эксплуатации нефтяных и газовых месторождений имеют место различные случаи фильтрации жидкостей и газов в пластах: совместное движение воды, нефти и газа, воды и газа, воды и нефти, нефти и газа или нефти, или газа. При этом в зависимости от количественного и качественного состава фаз (жидкостей и газов) проницаемость пласта будет разная. Поэтому для оценки нефтеносных пластов и горных пород пользуются различными видами проницаемости: абсолютной, или физической, эффективной, или фазовой, относительной.

Под абсолютной, или физической, проницаемостью понимают проницаемость горной породы для газа или однородной жидкости при полном заполнении пор породы газом или жидкостью и отсутствии физико-химического взаимодействия между жидкостью и породой.

Под эффективной, или фазовой, проницаемостью понимают проницаемость горной породы только для газа или жидкости при движении в них другого флюида — жидкости или газа. В природных условиях в продуктивных пластах нефтяных и газовых месторождений часто имеет место трех- или двухфазное движение воды, нефти и газа, нефти и газа, воды и нефти.

Относительная проницаемость характеризуется отношением эффективной проницаемости к абсолютной и выражается безразмерным числом, которое всегда бывает меньше единицы.

Количественно *абсолютная проницаемость* характеризуется коэффициентом газопроницаемости горных пород, предварительно проэкстрагированных * и высушенных до постоянной массы.

Коэффициент проницаемости пород по газу (воздуху или азоту) выражается в дарси и рассчитывается по формуле

$$K_{\text{п}} = \frac{\overline{Q} l \mu}{F \Delta p}, \qquad \text{(II-29)}$$

где $K_{\text{п}}$ — коэффициент газопроницаемости, дарси; $\overline{Q}$ — приведенный ** расход газа, см³/сек; l — длина образца исследуемой горной породы, см; μ — вязкость газа, спз; F — площадь сечения образца, см²; Δp — перепад давления, кгс/см².

При определении проницаемости горных пород для *однородной, химически инертной жидкости* (воды, керосина, нефти) коэффициент проницаемости рассчитывается по аналогичной формуле

$$K_{\text{п}} = \frac{Q l \mu}{F \Delta p}, \qquad \text{(II-30)}$$

где $K_{\text{п}}$ — коэффициент проницаемости, дарси; Q — расход жидкости, см³/сек; l — *длина образца исследуемой горной* породы, см; μ — вязкость жидкости, спз; F — площадь сечения образца, см²; Δp — перепад давления, кгс/см².

Формулы (II-29) и (II-30) применяются при изучении проницаемости горных пород в *лабораторных условиях* *** (см. т. 2, гл. III).

Эффективная, или фазовая, проницаемость характеризуется коэффициентами фазовой проницаемости, которые рассчитываются на основе данных лабораторных исследований горных пород *или по результатам опробования скважин*.

При изучении эффективной проницаемости в лабораторных условиях применяются специальные установки системы ВНИИ и другие, позволяющие определять расход одного флюида при двух- или трехфазном движении, что дает возможность рассчитать коэффициент эффективной проницаемости по формулам

$$\left.\begin{aligned} K_{\text{в}} &= \frac{Q_{\text{в}} l \mu_{\text{в}}}{F \Delta p}; \\ K_{\text{н}} &= \frac{Q_{\text{н}} l \mu_{\text{н}}}{F \Delta p}; \\ K_{\text{г}} &= \frac{Q_{\text{г}} l \mu_{\text{г}}}{F \Delta p}, \end{aligned}\right\} \qquad \text{(II-31)}$$

где $K_{\text{в}}$, $K_{\text{н}}$, $K_{\text{г}}$ — коэффициенты эффективной проницаемости для воды, нефти и *газа*, дарси; $Q_{\text{в}}$, $Q_{\text{н}}$, $Q_{\text{г}}$ — расходы воды, нефти и средний расход газа в условиях опыта, см³/сек; $\mu_{\text{в}}$, $\mu_{\text{н}}$, $\mu_{\text{г}}$ — абсолютная *или динамическая вязкость воды*, нефти и газа, спз; l — длина образца, см; F — площадь сечения образца, см²; Δp — перепад *давления*, кгс/см².

---

* *Экстрагирование* — извлечение из горной породы с помощью растворителя, например четыреххлористого углерода (CCl_4), бензола (C_6H_6), толуола ($C_6H_5CH_3$), тех веществ, которые *растворитель* способен растворять. Экстракции подвергаются только нефтеносные породы, содержащие нефть, асфальт и т. п. Ненефтеносные породы перед определением их *газопроницаемости* только высушиваются до постоянной массы.

** Приведенный расход газа

$$\overline{Q} = \frac{Q p_{\text{б}}}{p_{\text{б}} + \frac{\Delta p}{2}},$$

где Q — расход газа, полученный в *период опыта при перепаде* давления; $p_{\text{б}}$ — барометрическое давление в период опыта, мм рт. ст.; Δp — перепад давления, мм рт. ст.

*** Аппаратура для *исследования* газо-водо-нефтепроницаемости пород и методика работы с ней описываются в специальных пособиях и руководствах [Оркин К. Г., Кучинский П. К., 1953 г.; Гиматудинов Ш. К., 1963, 1971 гг.; Калинко М. К., 1963 г.].

По результатам исследования скважин коэффициент проницаемости пласта при установившемся движении жидкости (воды, нефти) рассчитывается по формуле

$$K_{\text{п}} = \frac{0{,}366K'\mu \lg \frac{R}{r_{\text{с}}}}{M}, \qquad \text{(II-32)}$$

где $K_{\text{п}}$ — коэффициент проницаемости, дарси; K' — коэффициент продуктивности скважины, см³/(сек·кгс/см²) (дебит скважины в секунду при снижении пластового давления на 1 кгс/см²); μ — вязкость жидкости в пластовых условиях, спз; M — эффективная мощность пласта, см; R — расстояние от контура питания пласта до скважины, см; $r_{\text{с}}$ — радиус гидродинамически совершенной скважины, см.

Если скважина несовершенная по степени или характеру вскрытия пласта, то коэффициент проницаемости пласта определяется по формулам

$$K_{\text{п}} = \frac{0{,}366K'\mu \left(\lg \frac{R}{r_{\text{с}}} + C_1 \right)}{M}; \qquad \text{(II-33)}$$

$$K_{\text{п}} = \frac{0{,}366K'\mu \left(\lg \frac{R}{r_{\text{с}}} + C_2 \right)}{M}, \qquad \text{(II-34)}$$

где C_1 — коэффициент, указывающий степень несовершенства скважины по степени вскрытия пласта, определяемый по графику В. И. Щурова (см. приложение IX); C_2 — коэффициент, указывающий степень несовершенства скважины по характеру вскрытия пласта, определяемый по графику В. И. Щурова (см. приложение XI).

Если скважина несовершенная по степени и характеру вскрытия пласта одновременно, то формула для расчета коэффициента проницаемости примет вид

$$K_{\text{п}} = \frac{0{,}366K'\mu \left(\lg \frac{R}{r_{\text{с}}} + C_1 + C_2 \right)}{M}. \qquad \text{(II-35)}$$

В промысловой практике для нефтяных скважин обычно пользуются преобразованной формулой (II-32):

$$K_{\text{п}} = \frac{K'b\mu_{\text{н}} \lg \frac{R}{r_{\text{с}}}}{23{,}6M}, \qquad \text{(II-36)}$$

где $K_{\text{п}}$ — коэффициент проницаемости, дарси; K' — коэффициент продуктивности скважины, м³/(сутки·кгс/см²); μ — вязкость, спз; b — объемный коэффициент нефти, характеризующий изменение объема добытой нефти на поверхности Земли в сравнении с пластовыми условиями.

Этот коэффициент приближенно можно определить по специальному графику (рис. II-3). R, $r_{\text{с}}$, M приведены в метрах.

Аналогично формуле (II-36) пишут и формулы (II-33), (II-34) и (II-35).

Относительная проницаемость горных пород в количественном отношении характеризуется коэффициентами относительной проницаемости, определяемыми по формулам

$$K_{\text{о.в}} = \frac{K_{\text{в}}}{K_{\text{п}}}; \quad K_{\text{о.н}} = \frac{K_{\text{н}}}{K_{\text{п}}}; \quad K_{\text{о.г}} = \frac{K_{\text{г}}}{K_{\text{п}}}, \qquad \text{(II-37)}$$

где $K_{\text{о.в}}$, $K_{\text{о.н}}$, $K_{\text{о.г}}$ — коэффициенты относительной проницаемости воды, нефти и газа, безразмерные величины, меньшие единицы; $K_{\text{в}}$, $K_{\text{н}}$, $K_{\text{г}}$ — коэффициенты эффективной проницаемости пористой среды для воды, нефти и газа при движении многофазной системы, дарси; $K_{\text{п}}$ — коэффициенты абсолютной проницаемости, дарси.

Таблица 11-4

Средние коэффициенты фильтрации и водопроницаемости для некоторых горных пород *

Группы	Характеристика пород	Коэффициент фильтрации K		Коэффициент проницаемости $K_п$	
		м/сутки	см/сек	см²	дарси
I	Очень хорошо проницаемые галечники и гравий с крупным песком, сильнозакарстованные известняки и сильнотрещиноватые породы	100—1000 и более	1,16—0,12	$1{,}2 \cdot 10^{-5}$—$1{,}2 \cdot 10^{-6}$	1160—116
II	Хорошо проницаемые галечники и гравий, частично с мелким песком, крупный песок, чистый среднезернистый песок, закарстованные, трещиноватые и другие породы	100—10	0,12—0,012	$1{,}2 \cdot 10^{-6}$—$1{,}2 \cdot 10^{-7}$	116—11,6
III	Проницаемые галечники и гравий, засоренные мелким песком и частично глиной, среднезернистые и мелкозернистые пески, слабозакарстованные, малотрещиноватые и другие породы	10—1	0,012—0,0012	$1{,}2 \cdot 10^{-7}$—$1{,}2 \cdot 10^{-8}$	11,6—1,16
IV	Слабопроницаемые тонкозернистые пески, супеси, слаботрещиноватые породы	1—0,1	$1{,}2 \cdot 10^{-3}$—$1{,}2 \cdot 10^{-4}$	$1{,}2 \cdot 10^{-8}$—$1{,}2 \cdot 10^{-9}$	1,16—0,12
V	Весьма слабопроницаемые суглинки, очень слаботрещиноватые породы	0,1—0,001	$1{,}2 \cdot 10^{-4}$—$1{,}2 \cdot 10^{-6}$	$1{,}2 \cdot 10^{-9}$—$1{,}2 \cdot 10^{-11}$	$(0{,}12—1{,}2) \cdot 10^{-3}$
VI	Почти непроницаемые глины, плотные мергели и другие массивные породы с ничтожной проницаемостью	$<0{,}001$	$<1{,}2 \cdot 10^{-6}$	$<1{,}2 \cdot 10^{-11}$	$<1{,}2 \cdot 10^{-3}$

* Для условий движения пресных вод при температуре 20° С.

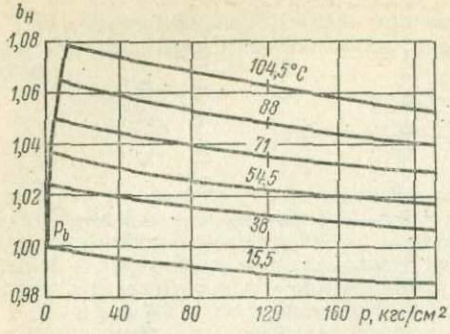


Рис. II-3. График для определения объемного коэффициента нефти.

Коэффициенты относительной проницаемости вместе с водо-, нефте- и газонасыщенностью горных пород имеют большое значение при изучении двух- и трехфазного движения в пластах. Сопоставление коэффициентов относительной проницаемости позволяет выделить главные и подчиненные фазы многофазного движения флюидов в пласте.

При изучении проницаемости микротрещиноватых горных пород можно пользоваться формулами (II-2)—(II-36). Проницаемость, как и пористость, с глубиной залегания горных пород уменьшается. Изменение проницаемости осадочных горных пород выражается [3] формулой

$$K_п^h \approx K_п^{h=0}\left\{\frac{e^{-0,14\beta_п(\tau,\,t)\,h}}{1-K_п^{h=0}\left[1-e^{-0,14\beta_п(\tau,t)h}\right]}\right\}, \qquad (II\text{-}38)$$

где $K_п^h$ — коэффициент проницаемости на глубине h, дарси; $K_п^{h=0}$ — то же, вблизи дневной поверхности; $\beta_п$ — коэффициент уплотнения породы, см²/кгс.

Кроме проницаемости по результатам отбора жидкости из скважины может быть рассчитан коэффициент трещинной пористости [5] по формуле

$$n_т = \frac{1}{577,9}\sqrt{\frac{K'c\mu S^2 \lg\frac{R}{r_c}}{M}}, \qquad (II\text{-}39)$$

где $n_т$ — коэффициент трещинной пористости, доли единицы; c — объемный коэффициент жидкости (для нефтяных скважин $c = b_н$; для водяных $c = 1$); S — густота трещин, полученная с помощью глубинных фотокамер или телекамер *, 1/см. Остальные обозначения те же, что и в формуле (II-32).

В табл. II-4 приводятся значения коэффициентов фильтрации и водопроницаемости для некоторых горных пород., по Н. А. Плотникову.

§ 4. Пьезопроводность и уровнепроводность

Водоносные и нефтегазоносные пласты обладают упругими свойствами. Поэтому изменение давления в какой-либо точке пласта передается всему пласту не мгновенно, а за определенное время, в течение которого в пласте происходит *перераспределение давления. При этом изменение давления наступает быстро* в тех местах пласта, которые ближе расположены к точке воздействия на пласт, например к скважине, из которой жидкость откачивается или нагнетается в нее.

Скорость распространения изменения давления по пласту характеризуется коэффициентом пьезопроводности, который определяется по следующим формулам:

1. Для нефтяных пластов

$$a = \frac{K_п}{\mu\,(n\beta_ж + \beta_п)}, \qquad (II\text{-}40)$$

---

* Описание фото- и телекамер приведено в работах Ф. И. Котяхова [1961, 1964, 1965, 1967, 1977 гг.].

где a — коэффициент пьезопроводности, см²/сек; $K_п$ — коэффициент проницаемости, дарси; μ — вязкость жидкости, спз; n — коэффициент пористости, доли единицы; $\beta_ж$ — коэффициент сжимаемости жидкости, 1/(кгс/см²); $\beta_п$ — коэффициент сжимаемости породы, 1/(кгс/см²).

Обычно выражение $(n\beta_ж + \beta_п)$ заменяют на β^*, тогда формула (II-40) приобретает вид

$$a = \frac{K_п}{\mu\beta^*}, \qquad (II\text{-}41)$$

где β^* — коэффициент упругоемкости пласта.

2. Для водоносных горизонтов, с которыми связаны пресные воды с вязкостью $\mu = 1$, коэффициент пьезопроводности определяется по формуле

$$a = \frac{K}{n\beta_в + \beta_п} = \frac{K}{\beta^*}, \qquad (II\text{-}42)$$

где a — коэффициент пьезопроводности, м²/сутки; K — коэффициент фильтрации, м/сутки; n — коэффициент пористости, доли единицы; $\beta_в$ — коэффициент сжимаемости воды, 1/м; $\beta_п$ — коэффициент сжимаемости породы, 1/м; β^* — коэффициент упругоемкости водоносного горизонта, 1/(кгс/см²).

Коэффициент сжимаемости нефти в зависимости от ее состава, давления, температуры и количества растворенного в ней газа изменяется в широких пределах

$$\beta_н = (7 \div 150) \cdot 10^{-5}\ 1/(кгс/см^2).$$

Коэффициент сжимаемости воды возрастает с увеличением содержания в ней растворенного газа, уменьшается с повышением ее минерализации и колеблется в пределах

$$\beta_в = (2{,}7 \div 5) \cdot 10^{-5}\ 1/(кгс/см^2).$$

Коэффициент сжимаемости породы

$$\beta_п = (0{,}3 \div 1{,}7) \cdot 10^{-5}\ 1/(кгс/см^2).$$

Из формул (II-40) и (II-42) видно, что если бы пласт и насыщающие его жидкости были бы несжимаемыми, то $\beta_ж$ и $\beta_п$ равнялись бы нулю, а коэффициент пьезопроводности — бесконечности. В этом случае перераспределение давления от точки воздействия на пласт к другим точкам его происходило бы мгновенно, т. е. всегда изменение давления носило бы установившийся характер. В действительности же коэффициенты $\beta_ж$ и $\beta_п$ не равны нулю, поэтому процессы перераспределения давления в пласте продолжаются довольно долго, иногда месяцами и больше.

При изучении безнапорных водоносных горизонтов аналогом коэффициента пьезопроводности является коэффициент уровнепроводности, который определяется по формуле

$$a_у = \frac{Kh_{ср}}{\mu_в}, \qquad (II\text{-}43)$$

где $a_у$ — коэффициент уровнепроводности, м²/сутки; K — коэффициент фильтрации, м/сутки; $h_{ср}$ — средняя мощность водоносного горизонта в пределах зоны влияния откачки на данный момент времени, м; $\mu_в$ — коэффициент водоотдачи, доли единицы (см. § 6).

Из формулы (II-43) следует, что в безнапорных водоносных горизонтах перераспределение уровней воды во времени и на площади происходит тем интенсивнее, чем лучше фильтрационные свойства пород, больше мощность горизонтов и меньше водоотдача.

Коэффициенты пьезопроводности и уровнепроводности широко используются при решении многих задач, связанных с разработкой нефтяных месторождений, эксплуатацией различных типов подземных вод, осушением месторождений полез-

Таблица II-5

Водопроводимость, коэффициенты пьезопроводности и уровнепроводности горных пород, м²/сутки

Горные породы	Безнапорные воды		Напорные воды	
	KH	a_y	KM	a
Суглинки	0,2—10	4—200	0,1—10	20—800
Супеси, пески пылеватые	2—20	20—200	2—20	100—1000
Пески мелкозернистые	20—100	$(0,2—1)\cdot 10^3$	20—100	$(0,25—1,25)\cdot 10^4$
Пески среднезернистые и гравелистые	100—600	$(0,5—3)\cdot 10^3$	100—600	$(0,15—1)\cdot 10^5$
Галечно-гравелистые породы	2000—4000	$(1—2)\cdot 10^4$	2000—4000	$(0,5—1,0)\cdot 10^6$
Известняки ($n = 0,1$)	400—1000	$(0,4—1)\cdot 10^4$	400—1000	$(3—8)\cdot 10^7$
Песчаники ($n = 0,05$)	200—400	$(0,4—1,0)\cdot 10^4$	200—400	$(2,5—5,0)\cdot 10^7$
Изверженные породы ($n = 0,01$)	20—100	$(0,2—1,0)\cdot 10^4$	20—100	$(0,8—4,0)\cdot 10^7$

ных ископаемых, при расчетах понижений уровня воды, дебитов и радиусов влияния скважин.

В табл. II-5 приводятся значения водопроводимости, коэффициентов пьезопроводности и уровнепроводности для некоторых горных пород [13].

§ 5. Влажность

В природных условиях горные породы всегда содержат то или иное количество воды. При этом в почвах и породах, залегающих выше зеркала подземных вод, содержание воды в течение года резко меняется в зависимости от сезонных изменений температуры, давления и влажности воздуха, испарения, осадков и т. д. Ниже зеркала подземных вод влажность горных пород практически остается постоянной и является максимально возможной для этих пород, обладающих соответствующей пористостью.

Естественная влажность определяется по образцам пород с ненарушенной структурой, т. е. в монолитах, отбираемых из шурфов и других выработок. Для предохранения влаги от испарения монолиты на месте их отбора парафинируются. Естественная влажность определяется путем высушивания образца исследуемой горной породы до постоянной массы, причем количество содержащейся в породе воды выражают весовой и объемной влажностью.

Весовая влажность — отношение массы воды к массе сухой породы:

$$W_в = \frac{q_в - q_с}{q_с} \cdot 100, \qquad (II\text{-}44)$$

где $W_в$ — естественная весовая влажность, %; $q_в$ — масса (вес) образца исследуемой горной породы с естественной влажностью, г; $q_с$ — масса (вес) образца той же породы, высушенной при 105—106° С, г.

Объемная влажность выражается объемом воды, содержащейся в 1 см³ влажной породы, и определяется по формуле

$$W_о = W_в\delta, \qquad (II\text{-}45)$$

где W_o — объемная влажность, %; $W_в$ — весовая влажность, %; δ — объемный вес сухой породы, г/см³.

Кроме этих показателей естественной влажности горных пород при гидрогеологических исследованиях определяется относительная влажность, или коэффициент насыщения породы, а также дефицит ее насыщения водой.

Коэффициентом насыщения породы K_W называется отношение объемной влажности данной породы к коэффициенту ее *пористости*

$$K_W = \frac{W_в \delta}{n}. \qquad (II\text{-}46)$$

Из формулы (II-46) следует, что для абсолютно сухой породы $K_W = 0$ при полном заполнении пор водой $K_W = 1$. По коэффициенту насыщения, например, песчаные горные породы разделяются на три вида: 1) сухие пески, когда $0 < K_W < 1/3$; 2) влажные, когда $1/3 < K_W < 2/3$; 3) мокрые до насыщения, когда $2/3 < K_W < 1$.

Дефицитом насыщения называется разность между полной влагоемкостью (см. ниже § 6) и естественной влажностью породы:

$$d_н = W_{п.в} - W_в, \qquad (II\text{-}47)$$

где $d_н$ — дефицит насыщения породы, %; $W_{п.в}$ — полная влагоемкость данной породы, %; $W_в$ — естественная влажность этой же породы, %.

§ 6. Влагоемкость и водоотдача

Влагоемкостью горных пород называют способность их принимать, вмещать и удерживать определенное количество воды. Характеризуется она коэффициентом влагоемкости, который выражается в весовых или объемных процентах. В первом случае он равняется отношению массы воды к массе сухой породы данного образца; во втором — отношению объема воды к объему образца.

Взаимосвязь между весовой и объемной влагоемкостями выражается формулой

$$W_{о.в} = W_{в.в}\delta, \qquad (II\text{-}48)$$

где $W_{о.в}$ — коэффициент объемной влагоемкости, %; $W_{в.в}$ — коэффициент весовой влагоемкости, %; δ — объемный вес сухой породы, г/см³.

Соответственно видам воды, содержащимся в горных породах, различают гигроскопическую, молекулярную, капиллярную и полную влагоемкость горных пород. Гигроскопическая и молекулярная влагоемкости отвечают количеству гигроскопической и пленочной воды, удерживаемой на поверхности частиц горных пород электромолекулярными силами. Капиллярная влагоемкость соответствует заполнению *капиллярных пор* водой; полная — полному насыщению горной породы водой. Максимальная гигроскопическая влагоемкость характеризуется наибольшим количеством воды, которое может адсорбировать горная порода из воздуха, имеющего относительную влажность, равную 100%. Максимальная молекулярная влагоемкость соответствует наибольшему количеству содержащейся в ней пленочной воды.

По влагоемкости горные породы разделяются на влагоемкие (торф, ил, глина, суглинки), слабовлагоемкие (мел, мергель, глинистый песок, лёссовые породы) и невлагоемкие (монолитные магматические, метаморфические *и осадочные* горные породы, песок, *гравий*, галька).

Водоотдача — способность горных пород, насыщенных до полной влагоемкости, отдавать часть воды путем свободного стекания под влиянием силы тяжести. Водоотдача горных пород характеризуется коэффициентом гравитационной водоотдачи, выражаемым в долях единицы или процентах. Коэффициент водоотдачи определяется по формуле

$$\mu_в = W_{п.в} - W_{м.в}, \qquad (II\text{-}49)$$

где $\mu_в$ — коэффициент водоотдачи, %; $W_{п.в}$ — *полная влагоемкость*, %; $W_{м.в}$ — максимальная молекулярная влагоемкость, %.

Водоотдача горных пород определяется также лабораторными методами и по данным режимных наблюдений и опытных откачек. Лабораторные методы применяются для определения водоотдачи песков, значения которой вследствие нарушения их структуры в период опыта получаются несколько искаженными.

Сущность определения водоотдачи по данным режимных наблюдений и опытных откачек видна из формул (II-50) и (II-50а). При использовании результатов режимных наблюдений водоотдача определяется по формуле

$$\mu_e = \frac{Q_e t}{\Delta V}, \qquad \text{(II-50)}$$

где Q_e — средний расход подземного потока в зоне разгрузки грунтового водоносного горизонта за время t; ΔV — объем пласта, осушенного за то же время.

Значение Q_e в зависимости от глубины залегания водоупорных пород определяется по-разному. Оно может соответствовать суммарному дебиту источников, выходящих на склонах берегов реки (при залегании водоупора выше уровня реки), или может быть принято равным подземному питанию реки, установленному гидрометрическими наблюдениями за расходом ее между двумя створами (при выходе подземного потока в реку). ΔV определяется по данным режимных наблюдений в пределах площади, ограниченной водоразделом грунтовых вод, который устанавливается по карте гидроизогипс.

По результатам наблюдений за понижением уровней воды в наблюдательных скважинах при опытных откачках водоотдача определяется по формуле

$$\mu_в = \beta \frac{Qt}{r_1^2 (S_1 - S_2)}, \qquad \text{(II-50а)}$$

где $\beta = 0{,}824 \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^{\frac{2S_1}{S_1 - S_2}} \lg \frac{r_2}{r_1}$; Q — дебит центральной скважины, м³/сутки; t — продолжительность откачки, сутки; r_1 и r_2 — расстояния наблюдательных скважин от центральной по лучу, м; S_1 и S_2 — положения уровня воды в наблюдательных скважинах, м.

По Н. Н. Биндеману [1963, 1970 гг.], при продолжительности откачки около двух суток вторую наблюдательную скважину следует располагать в 25—30 м от центральной для песчаных пород и в 50—70 м для трещиноватых пород; первую наблюдательную скважину — соответственно посередине между второй и центральной. При этом в трещиноватых породах рекомендуется закладывать два луча — в направлении доминирующей трещиноватости и перпендикулярно к ней. Кроме гравитационной водоотдачи, характерной для жестких пластов и водоносных горизонтов, в упругих деформируемых пластах и горизонтах при их возмущении откачками имеет место гравитационно-упругая водоотдача, характеризуемая безразмерным коэффициентом, получаемым из формул (II-42) и (II-43),

$$\mu = \frac{Kh_{ср}}{a_y}, \qquad \text{(II-51)}$$

$$\mu^* = \frac{KM}{a}, \qquad \text{(II-52)}$$

где все обозначения те же, что и в § 4.

Коэффициент гравитационно-упругой водоотдачи для напорных водоносных горизонтов может быть определен также по формуле

$$\mu^* = \Delta_в \beta^* M, \qquad \text{(II-53)}$$

где $\Delta_в$ — удельный вес воды, кг/см³ (для пресной воды $\Delta_в = 0{,}001$); β^* — коэффициент упругоемкости пласта, горизонта, 1/м; M — мощность пласта, горизонта, м.

Коэффициент водоотдачи зависит от гранулометрического состава пород, вязкости воды и продолжительности дренирования горной породы. Средние зна-

Таблица II-6

Коэффициент водоотдачи горных пород, по О. Б. Скиргелло

Порода	Коэффициент водоотдачи, доли единицы
Тонкозернистые пески и супеси	0,10—0,15
Мелкозернистые и глинистые пески	0,15—0,20
Среднезернистые пески	0,20—0,25
Крупнозернистые и гравелистые пески	0,25—0,35
Песчаники на глинистом цементе	0,02—0,03
Бурые угли	0,02—0,05
Известняки трещиноватые	0,008—0,10

Таблица II-7

Гравитационно-упругая водоотдача пород, по Ф. М. Бочеверу [1976 г.]

Горные породы	μ, доли единицы		Примечание
	для плотных пород	для пород средней плотности	
Глинистые породы при естественной влажности 15—25%	$(6—7)\cdot 10^{-3}$	$(15—8)\cdot 10^{-3}$	
Пески, пылеватые супеси	$(17—40)\cdot 10^{-3}$	$20\cdot 10^{-3}$	При вычислении μ приняты: мощность пласта $M = 20$ м, удельный вес воды $\Delta_в =$ $= 0{,}001$ кгс/см^3 $(981\cdot 10^4$ н/м$^2)$
Пески мелкозернистые	$(8—6)\cdot 10^{-3}$	$(10—8)\cdot 10^{-3}$	
Пески среднезернистые, пески гравелистые	$(5—4)\cdot 10^{-3}$	$(8—7)\cdot 10^{-3}$	
Галечно-гравелистые породы	$(4—3)\cdot 10^{-3}$	—	
Известняки (пористость 0,1)	$(1{,}4—1{,}25)\cdot 10^{-5}$	—	
Песчаники (пористость 0,05)	$(6{,}85—0{,}8)\cdot 10^{-5}$	—	
Изверженные породы (пористость 0,01)	$(0{,}35—0{,}2)\cdot 10^{-5}$	—	$E_в \approx 2\cdot 10^4$ кгс/см^2

чения коэффициента гравитационной *водоотдачи* некоторых пород приведены в табл. II-6.

Значения гравитационно-упругой водоотдачи пород приводятся в табл. II-7.

§ 7. Водо-, нефте- и газонасыщенность пород

При исследованиях физических свойств нефтегазоводоносных *пород* и флюидов, проводимых в *период* поисков, разведки и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений, большое внимание уделяется изучению водо,- нефте- и газонасыщенности горных пород.

Водо-, нефте- и газонасыщенность пород характеризуется коэффициентами водо-, нефте- и газонасыщенности. Эти коэффициенты используются для оценки запасов нефти и газа, а также при гидродинамических расчетах, связанных с выбором рациональной системы разработки нефтяных и газовых месторождений.

Коэффициентом водонасыщенности $S_в$ называется отношение объема воды $V_в$ в образце исследуемой породы к объему пор $V_{пор}$ в том же образце:

$$S_в = \frac{V_в}{V_{пор}}. \qquad (II\text{-}54)$$

Вычисляется коэффициент водонасыщенности по формуле, в которую входят данные экстрагирования и лабораторного исследования породы:

$$S_в = \frac{V_в \rho_п}{n \cdot p_1}, \qquad (II\text{-}55)$$

где $S_в$ — коэффициент водонасыщенности, доли единицы; $V_в$ — объем воды в приемнике прибора (отогнанной при экстрагировании), см³; $\rho_п$ — плотность породы (объемный вес скелета породы вместе с порами), г/см³; n — коэффициент пористости, доли единицы; p_1 —масса (вес) образца породы после ее экстрагирования и сушки, г.

Коэффициентом нефтенасыщенности $S_н$ называется отношение объема нефти $V_н$ в образце породы к объему пор $V_{пор}$ в том же образце:

$$S_н = \frac{V_н}{V_{пор}}. \qquad (II\text{-}56)$$

Вычисляется данный коэффициент по формуле

$$S_н = \frac{V_н \rho_н}{n p_1}, \qquad (II\text{-}57)$$

где все обозначения те же, что и в формуле (II-55), а $V_н$ определяется из выражения

$$V_н = \frac{1}{\rho_н}(p - p_1 - V_в \rho_в), \qquad (II\text{-}58)$$

где p — масса (вес) образца до экстрагирования, г; $\rho_н$ — плотность нефти, взятой из исследуемой скважины или ближайшей соседней, пробуренной на тот же пласт, г/см³, $\rho_в$ — плотность воды, отогнанной из образца экстрагируемой породы, при температуре опыта, г/см³.

Коэффициентом газонасыщенности $S_г$ называется отношение объема газа $V_г$, содержащегося в образце породы, к объему пор в том же образце:

$$S_г = \frac{V_г}{V_{пор}}. \qquad (II\text{-}59)$$

Вычисляется коэффициент газонасыщенности по формуле

$$S_г = 1 - (S_в + S_н). \qquad (II\text{-}60)$$

Водо-, нефте- и газонасыщенность пластов приближенно определяется геофизическими методами, например БКЗ, более точно — лабораторными. Так как коэффициент водонасыщенности выражает количество связанной воды в нефтеносной породе, то по нему можно рассчитать коэффициент нефтеотдачи пласта, пользуясь при этом формулой

$$\eta = \frac{S_{о.в} - S_в}{100 - S_в}, \qquad (II\text{-}61)$$

где η — коэффициент нефтеотдачи, доли единицы; $S_{о.в}$ — общая водонасыщенность пласта, %; $S_в$ — коэффициент водонасыщенности, %.

Кроме этого метода нефтеотдача пластов разведываемых и эксплуатируемых месторождений определяется по результатам моделирования вытеснения нефти водой и газом из пористых сред в лабораторных условиях, методом гидродинамики, по данным геофизических и промысловых исследований.

Более точным является метод определения нефтеотдачи пласта, основанный на использовании данных эксплуатации месторождения. Сущность его для неф-

тяных пластов с водонапорным режимом (см. гл. XII) видна из следующих формул:

$$\eta = Q_1/Q_2, \qquad \text{(II-62)}$$

где η — коэффициент нефтеотдачи, доли единицы; Q_1 — количество добытой нефти с начала разработки до даты определения коэффициента нефтеотдачи, т; Q_2 — первоначальные запасы нефти в заводненной части пласта, т. Эти запасы определяются по формуле

$$Q_2 = FhnS_{\text{н}}\rho_{\text{н}} \cdot \frac{1}{b}, \qquad \text{(II-63)}$$

где F — площадь заводненной части пласта, заключающаяся между начальным и текущим контурами нефтеносности, м²; h — средняя мощность заводненной части пласта, равная $\Sigma Fh/\Sigma F$, м; n — среднее значение открытой пористости в заводненной части пласта, доли единицы; $S_{\text{н}}$ — коэффициент нефтенасыщенности, доли единицы; $\rho_{\text{н}}$ — плотность нефти, т/м³; b — объемный коэффициент нефти, определяемый так же, как и в формуле (II-36).

§ 8. Капиллярность

Как отмечалось, горные породы содержат в себе поры, пустоты и трещины различных форм и размеров. Мелкие поры обладают свойствами обычных капиллярных трубок и отличаются от последних только формой своего сечения и ориентировкой в пространстве.

Капиллярные поры то сообщаются, то разобщаются между собой и образуют в пространстве сложную капиллярную сеть. В зоне аэрации, расположенной выше уровня грунтовых вод, *развиваются капиллярные явления*, которые приводят к формированию здесь капиллярной воды. Последняя при однородном строении зоны аэрации бывает тесно связана с уровнем грунтовых вод; при неоднородном, обусловленном наличием в ее разрезе глинистых линз и прослоев, эта связь может отсутствовать или носить весьма сложный характер.

В капиллярных порах горных пород поверхность воды приобретает вид мениска, обращенного выпуклостью к воде (рис. II-4). Силы поверхностного натяжения *bb* направлены при этом по касательной к шаровой поверхности мениска. Вертикальные составляющие *cc* сил поверхностного натяжения, как направленные в одну сторону, суммируются в силу P, под действием которой вода в капилляре поднимается до высоты $H_{\text{к}}$. Эта высота служит мерой капиллярности горных пород.

Высота капиллярного поднятия зависит от размера пор-капилляров, гранулометрии пород зоны аэрации, формы частиц, плотности и однородности их сложения, удельного веса, температуры, минерализации и солевого состава воды.

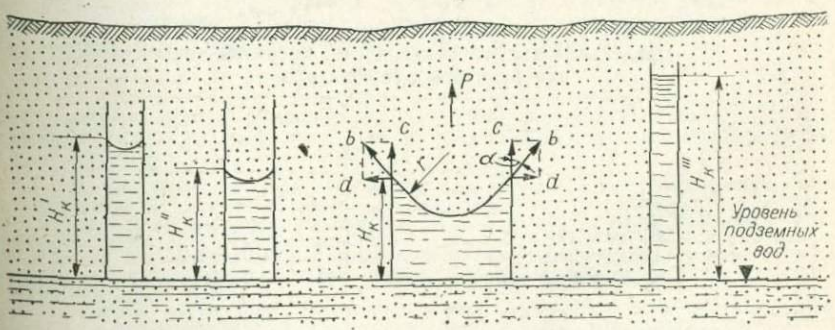


Рис. II-4. Схема капиллярного поднятия.

Зависимость высоты капиллярного поднятия от размера пор-капилляров и гранулометрического состава пород видна из формул (II-64) и (II-65).

Влияние температуры воды, ее минерализации и солевого состава на высоту капиллярного поднятия заключается в следующем. С увеличением температуры уменьшаются поверхностное натяжение и высота капиллярного поднятия; с увеличением минерализации возрастает поверхностное натяжение, а следовательно, и высота капиллярного поднятия; хлоридно-натриевая вода поднимается выше, чем сульфатно-натриевая, при одной и той же минерализации и всех других равных условиях.

Множеством факторов, оказывающих влияние на высоту капиллярного поднятия, причем часто связанных между собой, объясняется то, что верхняя поверхность капиллярной каймы является неровной: на одних участках разреза зоны аэрации она поднимается выше над уровнем грунтовых вод, на других — ниже.

Высота капиллярного поднятия определяется по формулам и опытным путем — в лабораторных условиях. Высота капиллярного поднятия в капиллярной трубке прямо пропорциональна поверхностному натяжению и углу смачивания и обратно пропорциональна радиусу трубки, плотности жидкости и ускорению свободного падения, что видно из формулы

$$H_к = \frac{2\delta \cos \alpha}{r\rho q}, \qquad (II\text{-}64)$$

где $H_к$ — высота капиллярного поднятия, см; δ — поверхностное натяжение, дин/см; α — угол между стенкой трубки и силой b (см. рис. II-4); r — радиус трубки, см; ρ — плотность жидкости, г/см^3; g — ускорение свободного падения, см/сек^2.

При расчетах $H_к$ для воды при $t = 0°$ С, δ принимают равным 75,6 дин/см, $\alpha = 0$, $\rho = 1$, $g = 980$ см/сек^2.

В песчано-глинистых породах высота капиллярного поднятия приближенно может быть определена по формуле Козени

$$H_к = 0{,}446 \frac{1-n}{n} \cdot \frac{1}{d_e}, \qquad (II\text{-}65)$$

где n — коэффициент пористости, доли единицы; d_e — действующий диаметр, см.

При определении высоты капиллярного поднятия нефти в сухих песках пользуются эмпирической формулой Е. Дифрови

$$H_к = \frac{700\delta \cos \theta}{\rho_в d n^{2,3}}, \qquad (II\text{-}66)$$

где $H_к$ — высота капиллярного поднятия, см; δ — поверхностное натяжение, дин/см; θ — угол контакта между нефтью и песком (при расчетах обычно прини-

Таблица II-8

Предельная высота капиллярных поднятий воды для некоторых горных пород

Породы	$H_к$, см
Песок:	
крупнозернистый	2,0—3,5
среднезернистый	12,0—35,0
мелкозернистый	35,0—120,0
Супесь	120,0—350
Суглинок	350—650
Глина легкая	650—1200

маются равным нулю); $\rho_н$ — плотность нефти, г/см³; d — средний диаметр песчинок, мм; n — пористость песка, %.

Формула (II-66) неприменима для расчетов высоты капиллярного поднятия нефти по капиллярам, заполненным водой, или капиллярам, стенки которых смочены водой, так как между водой и нефтью возникают межфазные натяжения, не учитываемые данной формулой. В лабораторных условиях высота капиллярного поднятия воды в песках определяется с помощью стеклянной трубки, капилляриметров (капилляриметры Каменского, Хаустова и др.) и фильтрометра (см. гл. III, т. 2). В табл. II-8 приведены значения предельной высоты капиллярного поднятия воды для некоторых разностей пород.

ГЛАВА III

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕПЛОВОМ БАЛАНСЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, ПОЧВЫ И ТЕРМИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ГОРНЫХ ПОРОД

§ 1. Тепловой баланс земной поверхности и почвы

В гидрогеологии тепловой баланс рассматривается в связи с водным балансом земной поверхности. Связь теплового баланса земной поверхности с водным выражается специальными уравнениями, по которым испарение и сток рассчитываются по радиационному балансу с учетом скрытой теплоты испарения и атмосферных осадков. Эти уравнения рассматриваются в специальной литературе, в частности в работе М. И. Будыко [3]. Уравнение теплового баланса земной поверхности, выражающее частный случай закона сохранения и превращения энергии, по М. И. Будыко, пишется в виде

$$R = LE + P + A, \qquad \text{(III-1)}$$

где R — радиационный баланс; LE — суммарные затраты тепла на испарение или выделение тепла при конденсации (L — скрытая теплота испарения, E — скорость испарения или конденсации); P — сумма конвективных (турбулентных) потоков тепла между земной поверхностью и атмосферой; A — сумма потоков тепла между земной поверхностью и нижележащими слоями почвы, горных пород.

Вследствие того что для среднего многолетнего годичного периода $A = 0$, уравнение (III-1) приобретает более простое выражение

$$R = LE + P. \qquad \text{(III-2)}$$

Радиационный баланс, равный разности между солнечной радиацией, поглощенной земной поверхностью, и эффективным излучением этой поверхности, кроме уравнения (III-4) может быть выражен формулой

$$R = (Q + q)(1 - \alpha) - I, \qquad \text{(III-3)}$$

где Q — сумма прямой радиации *; q — сумма рассеянной радиации **; α — альбедо ***; I — эффективное излучение (разность между приходом и расходом

---

* Прямая радиация — солнечная радиация, доходящая до места наблюдения в виде пучка параллельных лучей, исходящих непосредственно от диска Солнца.

** Рассеянная радиация — солнечная радиация, претерпевшая рассеяние в атмосфере. Поступает на земную поверхность со всего небесного свода и измеряется количеством тепла, получаемым от него горизонтальной поверхностью. В пасмурные периоды времени рассеянная радиация является единственным источником энергии в приземных слоях атмосферы.

*** Альбедо — отношение солнечной радиации, отраженной от поверхности Земли, к радиации, поступившей на эту поверхность. Альбедо выражается в долях единицы или в процентах и находится в зависимости от рода и характера поверхности отражения. Для снежного покрова в широтах 60° и более оно равно 80%; в широтах менее 60° — 70%; для неустойчивого снежного покрова — 45%.

тепла на земную поверхность, обусловленная собственным излучением и противоизлучением атмосферы).

Следовательно, по М. И. Будыко, радиационный баланс равен тепловому балансу земной поверхности, т. е.

$$R = (Q + q)(1 - \alpha) - I = LE + P. \qquad \text{(III-4)}$$

Величины LE, P, A, $(Q + q)$, I и α определяются по формулам и таблицам [1, 3, 18, 19, 20, 34].

Здесь только заметим, что затраты тепла на испарение, тепловой обмен между земной поверхностью и атмосферой, земной поверхностью и нижними слоями почвы и горных пород, а также $Q + q$, α и I зависят от многих взаимосвязанных между собой факторов: географического положения района, времени года, вида поверхности испарения, дефицита влажности и температуры воздуха, скорости ветра, облачности, влажности и температуры почвы, экспозиции поверхности рельефа, характера растительности. Поэтому составляющие уравнения теплового баланса земной поверхности для разных широт и районов земного шара имеют различные значения, причем для океанов они мало отличны друг от друга, а для континентов различаются значительно (табл. III-1).

Таблица III-1

Тепловой баланс океанов и континентов, по М. И. Будыко [3], ккал/см²·год

Океаны и континенты	R	LE	P
Атлантический	75	63	12
Индийский	78	83	8
Тихий	82	68	7
Европа	33	22	11
Азия	41	23	18
Северная Америка	38	24	14
Южная Америка	71	52	19
Африка	69	31	38
Австралия	66	25	41
Земля в целом	68	56	12

Из таблицы видно, что во всех районах земного шара, кроме Африки и Австралии, солнечная радиация расходуется в основном на испарение и меньше — на турбулентную теплоотдачу. Последняя в Африке и Австралии превышает испарение, что объясняется наличием здесь на обширных территориях тропического сухого климата, при котором конвективный (турбулентный) теплообмен проявляется наиболее интенсивно.

Обращает на себя внимание и то, что Индийский океан на испарение и конвективный обмен расходует тепла больше, чем радиационный баланс. Дефицит радиации здесь компенсируется за счет тепла, поступающего из Тихого океана, где приход тепла превышает расход его на испарение и конвективный обмен.

Таким образом, земная поверхность, поглощая прямую и рассеянную радиацию, получает значительное количество энергии, часть которой она теряет на излучение *, остальное — на испарение, теплообмен с атмосферой и нижележащими слоями почвы и горных пород.

На теплообмен с нижележащими слоями почвы и горных пород расходуется *незначительное количество энергии, которое для средних годичных условий* приближается к нулю. Однако, несмотря на то что величина A в уравнении (III-1)

* Собственное тепловое излучение поверхности Земли превышает встречное излучение атмосферы.

в сравнении с LE, P и особенно R весьма небольшая, она, как отмечает П. Ф. Швецов [34], имеет большое значение для понимания процессов, формирующих температурный режим почв и подстилающих их горных пород, промерзания или протаивания, увеличения или уменьшения теплосодержания земной коры в течение геолого-исторических и более коротких периодов времени.

Благодаря исследованиям М. И. Сумгина, В. А. Кудрявцева, М. М. Крылова, Д. И. Дьяконова, П. Ф. Швецова, А. В. Лыкова, Н. М. Фролова, Н. С. Иванова, Г. В. Порхаева, Е. А. Любимовой, А. Н. Тихонова, Г. В. Богомолова, Г. А. Черменского и других в учение о теплообмене, протекающем в системе литосфера—почва—атмосфера, внесены новые положения и формулы, характеризующие тепловой баланс верхней поверхности литосферы с учетом не только солнечной радиации, теплообмена с атмосферой и нижними слоями почвы и горных пород, но и теплообмена, протекающего в самих почве и литосфере. По П. Ф. Швецову [34, 35], основными геофизическими процессами и явлениями в системе литосфера—почва—атмосфера, формирующими температурный режим почв и горных пород, являются:

1) поступление на поверхность почвы прямой и рассеянной коротковолновой солнечной радиации, отражение и поглощение почвой солнечных лучей и собственное длинноволновое излучение почвы, которые составляют единый процесс теплообмена земной коры с атмосферой и мировым пространством;

2) конвективный (турбулентный) теплообмен между почвой и приземным слоем воздуха, вызываемый разностью температур верхнего тонкого слоя почвы и приземного слоя воздуха, связанный с солнечной радиацией, излучением земной коры, с атмосферной адвекцией *, а также циркуляция воздушных масс по трещинам и пустотам в горных породах;

3) теплообмен почвы с атмосферой и литосферой, между слоями и массивами горных пород, участвующих в строении земной коры, связанный с влагообменом в этих системах;

4) теплообмен в почве и литосфере, между слоями и массивами горных пород, слагающих земную кору, связанный с изменениями фазового состояния надпочвенных, почвенных и грунтовых вод;

5) восходящие и горизонтальные потоки тепла в земной коре, обусловленные геотермическими и горизонтальными температурными градиентами и связанные с потоками воды в литосфере.

Естественно, что теплообмен в системе атмосфера—почва—литосфера находится в зависимости от тепло- и влагообмена в системах океан (море)—атмосфера, водохранилище, крупный водоток—приземный слой воздуха.

Кроме того, на теплообмен в системе атмосфера—почва—литосфера оказывают большое влияние метеорологические, гидрологические, физико-географические, геологические и гидрогеологические факторы—географическая широта, высота над уровнем океана, близость или удаленность моря, циркуляция воздушных масс, рельеф и его экспозиция, растительный и снежный покров (высота, плотность, время выпадения и таяния снега), облачность, реки, озера и болота; состав, строение, водо- и газопроницаемость почв и горных пород; влажность земной поверхности, почв и пород, гидродинамический и температурный режим подземных вод и их химический состав, наличие мощных льдов (льды Антарктиды, ледники, наледные льды), формирующих своеобразные температурные поля, не наблюдаемые в других районах, и т. д.

Следовательно, процесс теплообмена в системе атмосфера—почва—литосфера является весьма сложным, зависящим от многих природных факторов. Поэтому нет таких формул теплового баланса, которые учитывали бы все природные факторы, влияющие на теплообмен между атмосферой, почвой и литосферой.

Для весьма приближенных расчетов теплового баланса почвы и подстилающих ее горных пород можно пользоваться формулой М. И. Будыко, дополненной П. Ф. Швецовым:

$$R = LE + V(t_в - t_п) + P + A, \qquad \text{(III-5)}$$

---

* Перенос воздуха и его свойств в горизонтальном направлении (в отличие от конвекции — переноса в вертикальном направлении).

где $V(t_в - t_п)$ — член уравнения, отражающий связь теплообмена с водообменом между почвой (породой) и атмосферой или между почвой (породой) и временным водоемом (V — объем инфильтрационной воды, $t_в$ — температура воды, $t_п$ — температура почвы или породы).

Объем инфильтрационной воды, образующейся за счет атмосферных осадков, определяется по просачиванию на опытных участках по формулам водного баланса (см. гл. I), динамики подземных вод и, в частности, по формуле

$$V = 0{,}001 x \alpha F_п, \tag{III-6}$$

где V — количество просочившейся воды, м³/год; x — количество осадков, выпавших за год, мм; α — коэффициент инфильтрации, зависящий от проницаемости почв и пород, рельефа, климата, растительности (α изменяется от сотых долей до 0,4); $F_п$ — площадь области питания, м².

Вполне очевидно, что при $t_в < t_п$ значение $V(t_в - t_п)$ будет отрицательное.

При расчетах теплооборота в земной коре и водоемах пользуются уравнением М. М. Крылова

$$\sum q = \int_0^h c\gamma (t_1 - t_2)\, dh + \int_0^h eS\, dh + \int_0^\omega L l d\omega, \tag{III-7}$$

где Σq — суммарный теплообмен; c — удельная теплоемкость; γ — объемный вес (породы, почвы, воды); $t_1 - t_2$ — разность крайних температур за год; l — теплота замерзания воды или таяния льда; S — содержание воды или льда в единице объема; L — теплота испарения воды или конденсации водяного пара; e — испарение с поверхности почвы или водоема; h — мощность рассматриваемого слоя почвы, горных пород или воды; ω — площадь сечения столба (призмы) земной коры или водоема.

Формула (III-7) не учитывает тепловые потоки, поступающие из недр Земли, а также тепло, возникающее в почве за счет биохимических и других процессов. Не учитывает она и влагопроводность почв и горных пород, которая оказывает влияние на плотность теплового потока, что видно из формулы А. В. Лыкова, представляющей собой видоизмененное уравнение теплопроводности Фурье;

$$q = -(\lambda + K\gamma_0 \delta y)\, \Delta t - K\gamma_0 y\, \Delta V, \tag{III-8}$$

где q — плотность потока тепла, ккал/(см²·ч); λ — коэффициент теплопроводности, ккал/(ч·м·°С); K — коэффициент влагопроводности, м²/ч; γ_0 — плотность влаги, г/см³; δ — коэффициент термовлагопроводности, 1/°С; y — теплосодержание (теплоемкость) влаги, перемещающейся внутри материала (почвы, породы), ккал/кг.°С; Δt — температурный градиент; ΔV — градиент влажности.

Из формулы (III-8), характеризующей процесс переноса тепла в капиллярно-пористых материалах (почвах, породах), видно, что плотность теплового потока зависит не только от теплопроводности материала, но и от его влагопроводности, термовлагопроводности, теплоемкости перемещающейся влаги и градиента влажности.

Тепловыми процессами, протекающими в системе атмосфера—почва—литосфера, во многом обусловливается температурный режим почв и подстилающих их горных пород. При этом периодические изменения солнечной радиации и собственного излучения почвы выражаются в колебаниях ее температуры. Эти колебания передаются в глубь земной коры и бывают суточными, годовыми и вековыми, проникающими соответственно на единицы, десятки и сотни метров.

Температура поверхности почвы при периодическом ее изменении в соответствии с законом распространения тепла в твердой среде в глубь почвы (закон Фурье *) выражается гармонической функцией времени

$$t = A_0 \sin(\omega\tau + \varphi), \tag{III-9}$$

---

* Уравнение теплопроводности по закону Фурье пишется в виде $\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}$, где t — температура почвы; Z — глубина; a — коэффициенты температуропроводности.

где A_0 — амплитуда колебаний температуры на поверхности; $\omega = 2\pi/T$ — угловая частота колебаний; τ — время, для которого определяется температура; φ — конечная фаза колебаний.

Если коэффициент температуропроводности по глубине остается постоянным, то амплитуда колебаний температуры на заданной глубине Z будет равна

$$A_Z = A_0 e^{-Z\sqrt{\frac{\pi}{aT}}}, \qquad \text{(III-10)}$$

где T — период колебаний температуры.

Запаздывание колебаний температуры с глубиной, характеризуемое фазой φ_Z, будет выражаться соотношением

$$\varphi_Z = \frac{Z}{2}\sqrt{\frac{T}{\pi a}}. \qquad \text{(III-11)}$$

Из формул (III-10) и *(III-11)* следует, что: 1) амплитуды колебаний температуры почвы уменьшаются с глубиной по экспоненциальному закону (если глубины возрастают в арифметической прогрессии, то амплитуды уменьшаются в геометрической прогрессии); 2) время запаздывания максимумов температуры на глубине по сравнению со временем наступления их на поверхности возрастает с увеличением глубины; 3) период колебаний температуры почвы $T = 2\pi/\omega$ с увеличением глубины не изменяется; 4) глубины, на которых амплитуда разнопериодных колебаний уменьшается в одно и то же число раз, относятся как квадратные корни из периодов, т. е.

$$Z_2/Z_1 = \sqrt{T_2/T_1}. \qquad \text{(III-12)}$$

Если T_2 равно году, а T_1 — суткам, то $Z_2/Z_1 = \sqrt{365/1} \approx 19$, или $Z_2 = 19Z_1$.

В действительности соотношение между глубинами суточных и годовых колебаний не всегда определяется равенством $Z_2 = 19Z_1$, так как на вертикальный тепловой поток в почве и горных породах оказывают влияние географическое положение района, его физико-географические, геолого-структурные и гидрогеологические условия; неоднородность почвы, содержание в ней и горных породах воды и воздуха, изменяющееся с глубиной; горизонтальный теплообмен в почве и породах; нарушение периодичности в колебаниях температур у поверхности Земли, вызванных осадками, облачностью и т. п. Этим и объясняется различие глубин, на которые распространяются суточные и годовые колебания температуры. Эти глубины соответственно равны 1,5—2,0 и 8,0—40 м (в среднем 1,5 и 24 м).

Ниже пояса постоянных годовых температур под влиянием многолетних колебаний температуры на поверхности Земли и тепла, поступающего из недр ее, в земной коре формируется тепловое поле, которое характеризуется относительно постоянными геотермическими градиентами и ступенями. Подробный анализ теплового баланса земной поверхности и почвы, взаимосвязи географических, геологических, гидрогеологических и теплофизических факторов радиационного баланса, методы расчета его составляющих, теплообмен в горных породах, дается в капитальных работах В. А. Кудрявцева, Б. Н. Достовалова и их учеников [18, 19], Е. А. Любимовой [15], М. М. Фролова, [28, 29], Г. А. Череменского [31, 32] и др.

§ 2. Термические свойства горных пород, геотермические градиент и ступень

Термические свойства горных пород, геотермические градиент и ступень в гидрогеологии используются при изучении температуры различных типов подземных вод и их источников, положительных и отрицательных температур горных пород, при анализе результатов геотермических исследований, проводимых в термических, водяных, нефтяных и газовых скважинах и т. д. К термическим свой-

ствам горных пород относятся теплопроводность, тепловое сопротивление, теплоемкость и температуропроводность *.

Теплопроводность характеризуется коэффициентом теплопроводности, или удельной теплопроводностью. Коэффициент теплопроводности в системе метр—килограмм—час равен количеству больших калорий тепла, проходящих в час через сечение 1 м² в направлении, перпендикулярном к сечению, при градиенте температур 1° С/м, т. е.

$$\lambda = \frac{Ql}{S(t_2 - t_1)\tau}, \qquad \text{(III-13)}$$

где λ — коэффициент теплопроводности, ккал/(м·ч·°С); Q — количество прошедшего тепла, ккал; l — толщина слоя породы, м; τ — время прохождения теплового потока, ч; S — площадь поверхности, через которую проходит тепловой поток, м²; $t_2 - t_1$ — разность температур на противоположных плоскостях слоя горной породы, °С.

В табл. III-2 приводится коэффициент теплопроводности некоторых горных пород, а также газа, нефти и воды.

Теплопроводность горных пород изменяется в зависимости от их структуры, влажности, сложения, слоистости и других факторов.

Тепловое сопротивление — величина, обратная теплопроводности:

$$\varepsilon = \frac{1}{\lambda}, \qquad \text{(III-14)}$$

где ε — удельное сопротивление, (м·ч·°С)/ккал.

Удельное тепловое сопротивление изменяется в зависимости от следующих факторов [8]:

а) плотности пород — более плотные магматические, метаморфические и карбонатные осадочные породы имеют меньшее тепловое сопротивление, чем песчано-глинистые отложения;

б) влажности пород — сухие и газоносные породы обладают значительно большим тепловым сопротивлением, чем породы, насыщенные водой до полной влагоемкости;

в) фильтрационных свойств пород — с увеличением коэффициента фильтрации горных пород уменьшается их тепловое сопротивление, что главным образом обусловлено движущейся по порам подземной водой;

г) природы жидкости, содержащейся в порах горных пород (тепловое сопротивление водоносных горизонтов примерно в четыре с лишним раза превышает сопротивление нефтеносных горизонтов);

д) температуры горных пород — с увеличением температуры тепловое сопротивление пород возрастает, причем до 100° С оно изменяется незначительно, особенно для влажных пород, так как тепловое сопротивление воды с увеличением температуры уменьшается;

е) слоистости горных пород — по слоистости тепловое сопротивление ниже нормы, что объясняется явлением анизотропии и движением подземных вод в направлении слоистости водоносных пород;

ж) практически не зависит от минерализации пластовых вод.

Значения удельного теплового сопротивления приведены в табл. III-2.

Теплоемкость характеризуется коэффициентом теплоемкости, который соответствует количеству тепла, затрачиваемому на нагревание 1 кг вещества на 1° С, при постоянном давлении:

$$C = \frac{\Delta Q}{p\,\Delta t}, \qquad \text{(III-15)}$$

где C — коэффициент теплоемкости, ккал/(кг·°С); ΔQ — количество тепла, затраченное на нагревание вещества, ккал; p — масса вещества, кг; Δt — разность между начальной и конечной температурами при нагревании вещества, °С.

---

* Методика определения показателей термических свойств излагается в специальных работах [9, 10, 20 и др.].

Таблица III-2

Коэффициенты теплофизических свойств некоторых горных пород, жидкостей и газов

Теплопроводность	Породы, жидкости, газы	Плотность, г/см³	Коэффициент теплопроводности, λ, ккал/(ч.м.°С)	Удельное тепловое сопротивление ε, (м.ч.°С)/ккал	Коэффициент температуропроводности *a*, 10^3 м²/ч	Теплоемкость *c*, ккал/(кг.°С)
Высокая	Каменная соль	2,135	3,35—6,20	0,30—0,16	7,68—14,0	0,204
	Песчаник	2,6	1,1—4,95	0,91—0,20	2,12	0,20
	Кварцит	2,65	1,6—4,8	0,62—0,21	3,61—10,9	0,167
	Доломит	2,8—2,99	0,93—4,3	1,08—0,23	1,45—6,70	—
	Ангидрит	—	3,64	0,27	—	—
	Мрамор	2,5—2,8	1,12—3,2	0,89—0,31	4,15—6,39	0,189
	Изверженные	—	1,47—3,10	0,68—0,32	3,40—6,75	—
	Гранит	2,67	1,80—3,10	0,56—0,32	6,75	0,17
	Диорит	2,84	1,85—2,10	0,54—0,48	3,85—4,38	—
	Габбро	2,98	1,73	0,58	3,37	0,172
	Трахит	—	1,47—2,16	0,68—0,46	3,40—3,70	—
	Базальт	2,77	1,50—2,50	0,67—0,40	2,68	0,203
Средняя	Песок	1,2—2,1	0,30—2,92	3,33—0,34	1,12	—
	Известняк	2,12—2,8	0,6—2,88	1,67—0,35	1,59—5,18	—
	Гнейс	—	1,86—2,67	0,54—0,37	—	—
	Мергель	—	0,79—1,88	1,26—0,53	—	—
	Туф	1,8	0,61—1,37	1,64—0,73	1,02—2,30	—
	Глина	1,60—2,90	0,21—1,3	4,85—0,77	3,5	0,118
	Гипс	2,13	0,35—1,19	0,99—0,84	—	0,275
	Мел	1,8—2,6	0,72—1,08	1,39—0,93	1,66—2,34	—
Низкая	Асфальт	1,10—2,8	0,72	1,34	0,92	—
	Вода при 20° С	0,998	0,515	1,94	0,517	0,998
	Уголь	1,2—1,5	0,08—0,24	1,20—4,17	0,20—0,82	0,31
	Нефть	0,73—0,96	0,11—0,13	9,09—7,69	0,29—0,34	0,5
	Газ (метан)	—	1,036	27,78	—	—

Примечания: 1. Теплофизические условия пород в естественных условиях могут отличаться от приведенных в таблице в зависимости от водонасыщенности, плотности и других физических свойств. 2. При составлении таблицы использованы данные Д. И. Дьяконова [8].

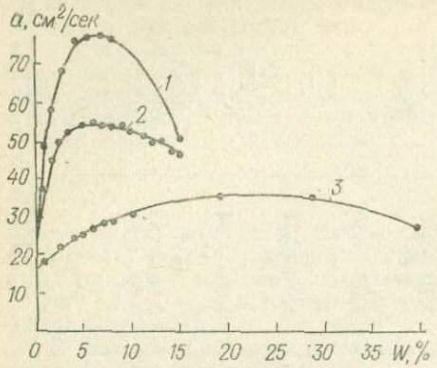


Рис. III-1. Зависимость температуропроводности горных пород от их влажности, по В. Н. Дахнову и Д. И. Дьяконову.

1 — мелкозернистый кварцевый песок; *2* — крупнозернистый кварцевый песок; *3* — глинистая порода.

Значения коэффициента теплоемкости некоторых горных пород приведены в табл. III-2.

Температуропроводность — отношение коэффициента *теплопроводности к произведению* теплоемкости на плотность (объемный вес) породы:

$$a = \frac{\lambda}{C\delta}, \qquad \text{(III-16)}$$

где a — температуропроводность, м²/ч; C — *теплоемкость*, ккал/(кг·°С); δ — плотность (объемный вес) породы, г/см³.

Температуропроводность горных пород зависит от следующих факторов [7]:

а) плотности горных пород — температуропроводность уменьшается с возрастанием плотности в пределах 1,4—3,0 г/см³;

б) влажности горных пород — температуропроводность повышается с увеличением влажности, причем повышение происходит до некоторого предела влажности (разного для различных горных пород), выше которого температуропроводность понижается, так как при значительной влажности увеличивается теплоемкость пород (*рис.* III-1);

в) вида жидкости, содержащейся в породе (нефтеносные породы имеют более низкие значения температуропроводности, чем водоносные, так как тепловое сопротивление у нефти выше сопротивления воды);

г) температуры пород — температуропроводность уменьшается с увеличением температуры пород в связи с увеличением их теплового сопротивления и теплоемкости;

д) слоистости пород — по напластованию температуропроводность выше нормы;

е) практически не зависит от минерализации пластовых вод.

Данные по температуропроводности горных пород приведены в табл. III-2.

Геотермический градиент — величина, характеризующая повышение температуры на каждые 100 м углубления от границы годовых постоянных температур.

Геотермическая ступень — величина, соответствующая углублению в метрах, при котором температура повышается на 1° С.

В связи с изменением интенсивности солнечного излучения тепловой режим *первых 1,5—40 м земной коры характеризуется суточными и годовыми колебаниями.* Ниже этой границы имеют место многолетние и вековые колебания температуры, которая с глубиной постепенно возрастает и на любой глубине приближенно может быть определена по формуле

$$T_H = t_в + \frac{H - h}{G}, \qquad \text{(III-17)}$$

где $t_в$ — средняя температура воздуха в данной местности; H — глубина, для которой определяется температура; h — глубина слоя постоянных годовых температур; G — геотермическая ступень.

Геотермическая ступень (средняя) при приближенных расчетах принимается равной 33 м на 1° С. В действительности значение геотермической ступени колеблется в широких пределах от 1 до 100 м/°С и выше в зависимости от термических свойств горных пород, возраста и типа крупных тектонических структур и гидрогеологических условий районов (табл. III-3).

Таблица III-3

Геотермические ступени и градиенты для некоторых районов СССР [13]

Районы	Ступень, м/°С	Градиент, °С/100 м
Горно-складчатые области (предгорные прогибы, межгорные котловины)		
Альпийские:		
Карпаты	33,3—50	2—3
Крым	20—33,3	3—5
Копетдаг	20—33,3	3—5
Кавказ	16,7—25,0	4—6
Курильско-Камчатская вулканическая зона	5,0—33,5	3—20
Герцинские и каледонские:		
Урал	50—66,7	1,5—2,0
Саяны	40—50	2,0—2,5
Алтай	33,3—50	2,0—3,0
Тянь-Шань	28,6—40,0	2,5—3,5
Платформенные области		
На докембрийском фундаменте:		
Восточно-Сибирская	50—100	1,0—2,0
Русская	40—66,7	1,5—2,5
На палеозойском фундаменте:		
Западно-Сибирская	—	2,5—3,5
Кристаллические щиты		
Балтийский	100—125	—
Украинский	111,1—166,7	—

Тепловой режим поверхности Земли, почвы и земной коры, обусловленный суммарной * солнечной радиацией и теплом, восходящим к поверхности почвы *из глубин Земли*, определяет температуру подземных вод, которая колеблется в широких пределах от отрицательной (переохлажденные соленые воды) до превышающей 100° С (перегретые воды гейзеров). Подземные воды с наиболее низкими температурами встречаются в области многолетней мерзлоты (см. гл. VI), с наиболее высокими — в областях молодой вулканической деятельности и районах, где подземные воды по тектоническим разломам и трещинам поднимаются с больших глубин земной коры (см. гл. VII). В свою очередь подземные воды сами являются одним из важных факторов теплообмена, протекающего в земной коре, так как термические свойства горных пород зависят от их *влажности и движения* в них различных видов воды.

Движение воды в земной коре, горных породах, слагающих ее, как известно, может происходить под влиянием *гидравлического градиента* (*ламинарная* и турбулентная фильтрация), под действием капиллярных сил, осмоса, растворенных газов, температурного градиента, конвекции и т. д., причем часто в теплообмене участвует *не один, а несколько видов движения* влаги одновременно. Поэтому вопрос формирования температуры подземных вод является в настоящее время еще недостаточно ясным, требующим дальнейшего изучения при гидрогеологических исследованиях различных видов подземных вод земной коры.

* Суммарная радиация (инсоляция) — совокупность прямой и рассеянной радиации, *поступающей* от Солнца и всего небесного свода на горизонтальную земную поверхность.

Изучение термического режима земной коры и подземных вод осуществляется путем температурных наблюдений в водяных, нефтяных и газовых разведочных и эксплуатационных скважинах, горных выработках, источниках и колодцах и в стационарных термических скважинах с помощью различных термометров (см. гл. XI, т. 2).

Результаты этих исследований показывают на геотермических графиках, картах и разрезах, иногда совмещаемых с гидрогеологическими колонками, картами и профилями, отражающими условия залегания и состав подземных вод водоносных горизонтов и комплексов.

ГЛАВА IV

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА, ХИМИЧЕСКИЙ, ГАЗОВЫЙ И БАКТЕРИОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПРИРОДНЫХ ВОД

§ 1. Физические свойства воды

Вода является бесцветной, прозрачной жидкостью, не обладающей запахом и вкусом, состоит из 11,11% водорода и 88,89% кислорода (по массе).

Простейшую формулу H_2O имеет молекула парообразной воды (гидроль); молекула воды в жидком состоянии — объединение двух простых молекул $(H_2O)_2$ (дигидроль); в твердом — трех простых молекул воды $(H_2O)_3$ (тригидроль).

В составе льда преобладают молекулы тригидроля; в составе водяного пара при температуре свыше 100° С — молекулы гидроля; в капельно-жидкой воде — смесь гидроля, дигидроля и тригидроля, соотношение между которыми меняется с изменением температуры.

Особенностями структуры воды обусловлены ее следующие аномалии:

1) наибольшую плотность вода имеет при 4° С, с понижением температуры до 0° С или повышением ее до 100° С плотность уменьшается;

2) объем воды при замерзании увеличивается примерно на 10%, при этом твердая фаза (лед) становится легче жидкой (лед плавает на поверхности воды);

3) вода обладает высокой удельной теплоемкостью (см. гл. III), с повышением температуры до 40° С ее теплоемкость уменьшается, а затем вновь увеличивается;

4) вода обладает весьма большой теплотой плавления (79,7 кал/г);

5) вода замерзает при 0° С, с увеличением давления температура замерзания понижается и достигает своего минимального значения (—22° С) при давлении 2115 кгс/см²; при очень большом давлении температура замерзания возрастает до 0° С и выше;

6) вода обладает наибольшей теплотой испарения (539 кал/г) при температуре 100° С (точка кипения воды);

7) коэффициент преломления света в воде $n = 1{,}3$, хотя по волновой теории света его значение должно быть равно 9;

8) вода обладает наиболее высокой диэлектрической проницаемостью ($\varepsilon = 81{,}0$ при 20° С) и по ее значению уступает только цианистой кислоте HCN, у которой $\varepsilon = 107$. Последним объясняется замечательное свойство воды — растворять все вещества в природе.

Причины аномалий воды пока еще далеко не выяснены, многие из них объясняются строением молекулы воды и особенностями ее структуры. Молекулы воды образуют кристаллическую решетку в форме тетраэдра, где они соединены друг с другом водородными связями (рис. IV-1). Координационное число молекул воды равно 4, оно обусловлено четырьмя полюсами зарядов: двумя отрицательными и двумя положительными. Группировка молекул воды в элементарный тетраэдр согласуется с физическим состоянием (жидким, твердым, парообразным) и перечисленными аномалиями ее.

Так, наибольшая плотность воды при +4° С объясняется тем, что при этой температуре количество молекул в единице объема воды достигает максималь-

ного значения (более плотная упаковка молекул); при повышении температуры (начиная с 4° С) межмолекулярные расстояния вследствие возросшего движения молекул увеличиваются и плотность воды уменьшается с дальнейшим ростом температуры. С изменением температуры воды происходит перестройка ее структуры, причем при высоких температурах она теряет свое скрытокристаллическое строение и переходит в жидкость с хаотическим расположением молекул. Тетраэдрическое расположение молекул воды доказывается рентгенометрическими и спектральными ее исследованиями.

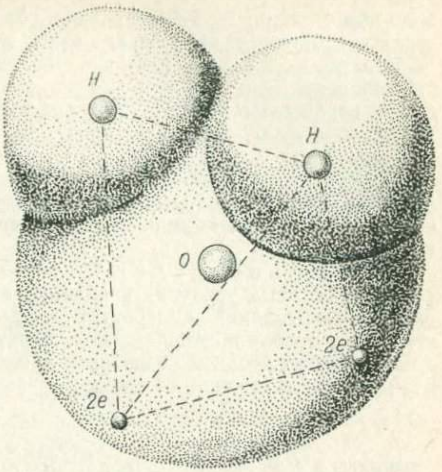


Рис. IV-1. Модель молекулы воды, по С. Дэвису и Р. де Уисту.

Взаимное проникновение атомов водорода и кислорода. Ядра двух атомов водорода и две пары электронов находятся в углах тетраэдра; в центре расположено ядро атома кислорода.

К физическим свойствам природных вод, изучаемых при гидрогеологических исследованиях, относятся температура, прозрачность, осадок, цвет, запах, вкус воды, ее удельный вес (плотность) и электропроводность.

Определение температуры природных вод производят ртутными термометрами со шкалой деления 0,1°. Для определения температуры воды колодцев и источников применяются родниковые термометры со стаканчиком, для буровых скважин — так называемые ленивые термометры. Температуру воды в глубоких буровых скважинах измеряют максимальными термометрами. Пользоваться ими можно только в тех случаях, когда температура воды выше температуры воздуха на поверхности. Помимо ртутных применяются электрические термометры.

Определение прозрачности. Качественное определение прозрачности производят в пробирке, в которую налито 10 мл исследуемой воды. Глядя сверху, определяют степень ее прозрачности. Для указания степени прозрачности служит следующая номенклатура: прозрачная, слабоопалесцирующая, опалесцирующая, слегка мутная, мутная, сильно мутная.

Количественное определение прозрачности производится в приборе, представляющем собой цилиндр с отъемным плоским пришлифованным дном, градуированный по высоте на сантиметры. Менее точно определение прозрачности может быть произведено в цилиндре Генера. Исследуемую воду перед определением хорошо взбалтывают и наливают в цилиндр. Затем ставят цилиндр неподвижно над шрифтом для определения прозрачности так, чтобы шрифт находился на расстоянии 4 см от дна. Добавляя или отливая воду из цилиндра, находят предельную высоту столба воды, при которой чтение шрифта еще возможно. Определение производят в хорошо освещенном помещении на расстоянии 1 м от окна. Прозрачность выражается в сантиметрах высоты столба с точностью до 0,5 см.

Для определения взвешенных веществ хорошо взбалтывают 0,5—1,0 л воды и фильтруют ее через взвешенный тигель с пористым дном. Сушат тигель с осадком при температуре 105° С до постоянной массы. Разницу в массе составляют взвешенные вещества во взятом для определения объеме воды.

Определение осадка и изменения воды при стоянии. Осадок характеризуется по количеству (нет, незначительный, заметный, большой) и по качеству (кристаллический, хлопьевидный, илистый, песчаный и т. д.) с указанием его цвета (бурый, желтый, черный и т. д.). Отмечают изменение

воды при стоянии: выпадение осадка, образование кристаллов на внутренней поверхности бутылки, образование мути, осветление и т. п.

Определение цвета. Качественное определение производят в прозрачной воде. Если вода непрозрачна, ее фильтруют. Пробирку наполняют исследуемой водой почти доверху, ставят на белую бумагу и, глядя сверху, определяют цвет. Цвет воды характеризуют следующим образом: бесцветная, зеленоватая, желтоватая, бурая и т. п.

Количественное определение производят сравнением исследуемой воды, налитой в цилиндр бесцветного стекла емкостью 100 мл и высотой 20 см, со стандартным платино-кобальтовым раствором, налитым в такой же цилиндр, при просмотре на белом фоне.

Запах определяют при температуре 50—60° С. Для определения запаха в полевых условиях наполняют исследуемой водой 3/4 пробирки, нагревают до необходимой температуры, закрывают корковой пробкой, взбалтывают, открывают пробку и сразу нюхают. Характер запаха выражают описательно: без запаха, сероводородный, болотный, гнилостный, плесневелый и т. п. Интенсивность запаха оценивают по шкале, приведенной в табл. IV-1.

Таблица IV-1

Шкала запахов

Балл	Интенсивность	Описательные определения
0	Нет	Отсутствие ощутимого запаха
1	Очень слабый	Запах обычно незамечаемый, но обнаруживаемый опытным наблюдателем
2	Слабый	Запах обнаруживаемый, если на него обратить внимание
3	Заметный	Запах, который легко обнаруживается и может вызвать неодобрительную оценку воды
4	Отчетливый	Запах, обращающий на себя внимание
5	Очень сильный	Запах настолько сильный, что делает воду непригодной для питья

Определение вкуса и привкуса. Незагрязненную воду подогревают примерно до 30° С, набирают в рот около 15 мл и держат несколько секунд (проглатывать не следует). Различают соленый, горький, сладкий и кислый вкус. Остальные вкусовые ощущения являются привкусами: хлорный, рыбный, металлический и др.

Определение удельного веса. Ориентировочное определение удельного веса производят с помощью ареометра, точное — с помощью пикнометра. Удельный вес определяют при точно измеренной температуре, приближающейся к температуре воздуха лаборатории (15—20° С). Результаты определения выражаются в виде D_{t/t° или $D_{t/4^\circ}$, т. е. отношения массы исследуемой воды при данной температуре к массе равного объема дистиллированной воды при той же температуре t или температуре 4° С. Определение удельного веса ареометром производят следующим образом. Воду вливают в чистый, сполоснутый этой же водой цилиндр, затем осторожно опускают ареометр. Необходимо следить за тем, чтобы ареометр не касался стенок цилиндра. Удельный вес воды отмечается на шкале ареометра. Одновременно измеряют температуру воды.

С помощью пикнометра удельный вес определяют в следующем порядке. Пикнометр, хорошо вымытый дистиллированной водой, а затем сполоснутый спиртом, сушат в термостате до полного удаления следов влаги, охлаждают в эксикаторе и взвешивают на точных аналитических весах. После взвешивания пикнометр наполняют дистиллированной водой несколько выше метки и погружают в стакан с водой, температура которой должна оставаться все время постоянной, на-

пример 18° С. Выдерживают пикнометр в стакане с водой в течение 20—25 мин. Образовавшиеся на стенках пикнометра пузырьки воздуха удаляют осторожным встряхиванием; затем, не вынимая пикнометра из стакана, доводят воду в пикнометре до метки, отбирая избыток ее жгутиками из фильтровальной бумаги. Пикнометр вынимают из стакана, закрывают пробкой, тщательно обтирают снаружи фильтровальной бумагой, помещают в футляр весов и через 20 мин взвешивают. Этот же пикнометр, после удаления из него дистиллированной воды, споласкивают несколько раз исследуемой водой и при температуре, при которой он наполнялся дистиллированной водой, наполняют исследуемой водой. Затем выполняют все описанные выше операции для установления массы исследуемой воды.

Расчет удельного веса исследуемой воды $D_{18°/18°}$ и $D_{18°/4°}$ производится по формулам

$$D_{18°/18°} = \frac{(a-c)}{(b-c)} \text{ и } D_{18°/4°} = \frac{(a-c)\cdot 0{,}998621}{(b-c)}, \qquad \text{(IV-1)}$$

где a — масса пикнометра с исследуемой водой при $t = 18°$ С; c — масса пустого пикнометра, г; b — масса пикнометра с дистиллированной водой при $t = 18°$ С; 0,998621 — масса 1 мл дистиллированной воды при 18° С, мг.

Электропроводность природных вод, в том числе и подземных, зависит от степени их минерализации, с повышением последней она увеличивается. Пресные воды обладают незначительной электропроводностью. Дистиллированная вода является изолятором. Электропроводность пресных вод колеблется в пределах $33\cdot10^{-5}$—$1{,}3\cdot10^{-3}$ ом·м.

§ 2. Химический состав

Природные воды являются растворами сложного состава и разнообразной минерализации, колеблющейся в пределах от единиц миллиграммов до сотен граммов в литре.

Формирование состава природных вод происходит в результате выщелачивания, испарения, конденсации, ионного обмена, поглощения и выделения газов, жизнедеятельности организмов и в результатед ругих физико-химических процессов взаимодействия вод с породами, почвами и газами. Растворяющая способность и подвижность воды делают ее важнейшим агентом в геохимических процессах перераспределения элементов в земной коре.

В природных водах найдено свыше 60 элементов, которые присутствуют в виде ионов, недиссоциированных молекул (в том числе газов) и коллоидов (табл. IV-2). Однако обычно только некоторые из них присутствуют в значительных количествах. К числу таких элементов относятся натрий, кальций, магний и хлор, присутствующие в виде простых ионов (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-), а также углерод, сера, азот, кислород, водород и кремний, присутствующие в виде сложных ионов (HCO_3^-, CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, NO_3^-), недиссоциированных молекул и коллоидов (H_2SiO_3) и растворенных газов (CO_2, H_2S, O_2 и пр.).

Все перечисленные элементы встречаются в количествах, измеряемых миллиграммами или граммами в 1 л воды. Содержание некоторых из них часто достигает десятков граммов и реже — сотен граммов в 1 л. Значительно большее число элементов в обычных природных водах встречается в очень небольших количествах, редко превышающих десятки микрограммов в 1 л воды. К таким элементам относятся цинк, медь, свинец, мышьяк, молибден и многие другие. Наряду с неорганическими соединениями природные воды содержат и растворенные органические вещества.

Вещества, содержащиеся в природных водах, подразделяются на две основные группы: макро- и микрокомпоненты. К макрокомпонентам относятся компоненты, часто находящиеся в водах в повышенных относительно других компонентов содержаниях. Среди них Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} являются преобладающими катионами и анионами во многих типах подземных вод регионального распространения, а Fe^{2+} — в некоторых подземных водах. Преобладающим

Таблица IV-2

Химический состав морской воды и основные соединения для каждого элемента, по Э. Гольдбергу

Элемент	Концентрация, мг/л	Соединения, в форме которых элемент находится в морской воде
H	108 000	H_2O
He	0,000005	He (газ)
Li	0,2	Li^+
Be	0,0000006	$Be(OH)^+$; $Be(OH)_2$
B	4,6	$B(OH)_3$; $B(OH)_2O^-$
C	28	HCO_3^-; H_2CO_3; CO_3^{2-}; органические соединения
N	0,5	NO_3^-; NO_2^-; NH_4^+; N_2 (газ); орган. соединения
O	857 000	H_2O; O_2 (газ) SO_4^{2-} и другие анионы
F	1,3	F^-
Ne	0,0001	Ne (газ)
Na	10 500	Na^+
Mg	1350	Mg^{2+}; $MgSO_4$
Al	0,01	$Si(OH)_4$; $Si(OH)_3O^-$
Si	3	
P	0,07	HPo_4^{2-}; $H_2PO_4^-$; PO_4^{3-}; H_3PO
S	885	SO_4^{2-}
Cl	19 000	Cl^-
Ar	0,6	Ar (газ)
K	380	K^+
Ca	400	Ca^{2+} $CaSO_4$
Sc	0,00004	
Ti	0,001	
V	0,002	$VO_2(OH)_3^{2-}$
Cr	0,00005	
Mn	0,002	Mn^{2+}; $MnSO_4$
Fe	0,01	$Fe(OH)_3$ (твердая)
Co	0,0005	Co^{2+}; $CoSO_4$
Ni	0,002	Ni^{2+}; $NiSO_4$
Cu	0,003	Cu^{2+}; $CuSO_4$
Zn	0,01	Zn^{2+}; $ZnSO_4$
Ga	0,00003	
Ge	0,00007	$Ge(OH)_4$; $Ge(OH)_3O^-$
As	0,003	$HAsO_4^{2-}$; $H_2AsO_4^-$; H_3AsO_4; H_3AsO_3
Se	0,004	SeO_4^{2-}
Br	65	Br^-
Kr	0,0003	Kr (газ)
Rb	0,12	Rb^+
Sr	8	Sr^{2+}; $SrSO_4$
Y	0,0003	
Nb	0,00001	
Mo	0,01	MoO_4^{2-}
Ag	0,0003	$AgCl_2^-$; $AgCl_3^{2-}$
Cd	0,00011	Cd^{2+}; $CdSO_4$
In	<0,02	
Sn	0,003	
Sb	0,0005	
Te		
I	0,06	IO_3^-; I^-
Xe	0,0001	Xe (газ)
Cs	0,0005	Cs^+

в ряде типов грунтовых и поверхностных вод с очень малой минерализацией и в высокотемпературных акротермах может оказаться и H_2SiO_3. С некоторой условностью к макрокомпонентам можно отнести также нитрат-ион, который хотя и очень редко встречается в преобладающих относительно других анионов количествах, особенно в поверхностных и грунтовых водах, а также органические вещества, общее содержание которых является преобладающим по отношению к другим компонентам в некоторых типах вод, например в болотных.

К микрокомпонентам относятся все остальные ионы, а также коллоиды. При этом следует учитывать, что отдельные микрокомпоненты могут встречаться в природных водах и в довольно значительных количествах, измеряемых даже единицами граммов, например бор, бром, иод (в сильноминерализованных водах и рассолах), цинк, медь, марганец и другие элементы (в сильнокислых рудничных и шахтных водах) и т. д.

Формы соединений в природных водах многих микрокомпонентов еще плохо выяснены, и поэтому большинство из них в гидрохимическом анализе часто выражают в виде соответствующих элементов (Cu, Mo, As, Pb и т. д.).

Содержание в воде главным образом макрокомпонентов обусловливает количество сухого остатка, определенный удельный вес и характер физических свойств воды.

Для выяснения условий формирования подземных вод большое значение имеют исследования их газового состава. Состав газов, растворенных в подземных водах, и их концентрация очень разнообразны. Наиболее распространенными являются кислород, азот, метан, углекислый газ, сероводород, инертные газы. Реже встречаются водород, ближайшие гомологи метана—этан, пропан и бутан, а также окись углерода, закись и окись азота и др.

Большую роль в определении свойств природных вод имеют показатели, характеризующие состояние воды и в значительной мере определяющие возможность присутствия в воде элементов в тех или иных соединениях. К числу таких показателей относятся концентрация водородных ионов pH и окислительно-восстановительный потенциал Eh.

§ 3. Ионное произведение и активная реакция воды

Вода диссоциирует по уравнению $H_2O \rightleftarrows H^+ + OH^-$. Однако степень ионизации воды очень мала. При 22° С из 55,51 г-моля воды, содержащихся в 1 л (1000 : 18,016 = 55,51), только 10^{-7} г-моля находится в виде ионов. На основании закона действующих масс константа диссоциации воды (при $t = 22°$ С) составляет

$$K_{H_2O} = \frac{[H^+]\cdot[OH^-]}{H_2O} = \frac{10^{-7}\cdot 10^{-7}}{55{,}51}. \qquad \text{(IV-2)}$$

Ввиду очень большого значения недиссоциированной части воды (55,51 г-моля) по сравнению с диссоциированной (10^{-7} г-моля) изменение степени ионизации воды даже в сотни тысяч раз практически не изменит количество $[H_2O]$, что позволяет считать ее постоянной. В связи с этим приведенное уравнение принимает вид

$$K_в = [H^+]\cdot[OH^-] = 10^{-7}\cdot 10^{-7} = 10^{-14}.$$

Это постоянное (для данной температуры) произведение называют ионным произведением воды.

Концентрацию ионов водорода и гидроксильных ионов принято выражать не в виде натуральных чисел (например $[H^+] = 10^{-7}$), а в виде логарифмов этих чисел, взятых с обратным знаком. Логарифмы обозначают для $[H^+]$ символом pH, а для $[OH^-]$ символом pOH, т. е. $pH = -\lg [H^+]$ и $pOH = -\lg [OH^-]$. Таким образом, если концентрация ионов водорода $[H^+] = 10^{-7}$, то $pH = -\lg 10^{-7} = 7$.

Пример перевода $[H^+]$ в pH: $[H^+] = 0{,}23$ г-моля/л; $\lg 0{,}23 = \bar{1}{,}3617 = 0{,}6383$; $pH = -(-0{,}6383) = 0{,}6383$; округленно 0,64.

Пример перевода pH в $[H^+]$: pH = 5,45, следовательно, $5,45 = -\lg [H^+]$, или $\lg [H^+] = -5,45 = \bar{6},55$; по логарифмическим таблицам $[H^+] = 0,00000355$, или $3,55 \cdot 10^{-6}$ г-моля/л.

Чистая вода имеет равную концентрацию ионов H и OH, и она является нейтральной. Но вода, содержащая растворенные вещества, имеет кислую или щелочную реакцию. При кислой реакции $[H^+] > [OH^-]$, а при щелочной $[H^+] < [OH^-]$.

При замене $[H^+]$ и $[OH^-]$ на pH и pOH ионное произведение воды преобразуется следующим образом:

$$pH + pOH = (-\lg [H^+]) + (-\lg [OH^-]) = -\lg K_в.$$

Для $t = 22°$ C это уравнение имеет вид

$$pH + pOH = -\lg 10^{-14} = 14.$$

Следовательно, при нейтральной реакции для данной температуры

$$pH = pOH = 14:2 = 7.$$

Таким образом, для $t = 22°$ C устанавливаются следующие соотношения: $pH < 7 < pOH$ — реакция кислая; $pH = 7 = pOH$ — реакция нейтральная; $pH > 7 > pOH$ — реакция щелочная, причем чем меньше pH, тем реакция более кислая и наоборот.

Обычно для характеристики соотношения концентраций ионов H и OH в воде указывают только значение pH, имея в виду, что значение pOH может быть вычислено по разности $pOH = 14 - pH$.

§ 4. Понятие об окислительно-восстановительном потенциале

Окисление и восстановление связаны с изменением валентности, проявляемой элементом. Окисление соответствует отнятию электронов, восстановление отвечает присоединению электронов. Например: $Fe^{2+} \rightleftarrows Fe^{3+} + e$, где e — электрон.

Определить окислительно-восстановительную способность системы можно, если измерить потенциал погруженного в раствор индифферентного электрода (золотого, платинового) — окислительно-восстановительный потенциал. Зависимость между измеренным потенциалом и концентрациями окисленной и восстановленной форм, образующих данную окислительно-восстановительную систему веществ, выражается следующим уравнением:

$$Eh = E_0 + \frac{RT}{nF} \cdot \ln \frac{[ox]}{[red]}, \qquad (IV\text{-}3)$$

где Eh — потенциал индифферентного электрода, отнесенный к нормальному водородному полуэлементу; E_0 — нормальный потенциал системы — постоянная, характеризующая данную окислительно-восстановительную систему, значение которой измеряется при концентрациях окисленной и восстановленной части системы, соответствующих 1 молю каждая; R — газовая постоянная, равная 8,313 дж/°K; T — абсолютная температура; n — число электронов, участвующих в реакции; F — заряд грамм-иона, равный 96 500 к; [ox] и [red] — молярные концентрации окисленной и восстановленной формы.

При работе с концентрированными растворами следует в расчете применять не молярные концентрации участвующих веществ, а их активности.

После подстановки численных значений входящих в уравнение (IV-3) констант и при переходе от натуральных логарифмов к десятичным имеем (для $t = 25°$ С):

$$Eh = E_0 + \frac{0{,}0591}{n} \cdot \lg \frac{[ox]}{[red]}, \qquad (IV.4)$$

где значения Eh и E_0 выражены в вольтах.

Если реакция окисления — восстановления проходит с участием ионов водорода, то в уравнение входит также концентрация ионов водорода в степени, равной коэффициенту при ионе водорода в реакции. Значение нормального окислительно-восстановительного потенциала определяется в этих случаях при концентрации водородных ионов, также равной 1 молю.

Определение окислительно-восстановительного потенциала воды основано на электрометрическом измерении с помощью компенсационной схемы разности потенциалов электрохимической ячейки: платиновый электрод, погруженный в исследуемую воду, — каломельный электрод, имеющий постоянный потенциал, зависящий только от температуры. Обычно употребляется насыщенный каломельный электрод. Природные воды содержат небольшие концентрации потенциалзадающих веществ, поэтому при определении окислительно-восстановительного потенциала в водах применяют чувствительные приборы. Такими приборами могут служить потенциометры с ламповыми усилителями, выпускаемые отечественной промышленностью и предназначенные для измерения pH воды, со стеклянным электродом типа ЛП-5, ЛП-58 и др.

Для определения Eh непосредственно у водопункта можно пользоваться pH-метрами типа П-4, П-6, дополненными специальными приставками — ламповыми усилителями постоянного тока. Схема такой приставки-усилителя описана *Т. П. Поповой* [*1961* г.], П. А. Крюковым, Г. А. Соломиным [10] и В. Г. Сочевановым [20]. Описание более новых приборов для определения pH и Eh (ППУ-01, ППМ-031М, ЭСК-1) дается в работе А. А. Резникова, Е. П. Муликовской, Н. Ю. Соколова [15].

Окислительно-восстановительный потенциал в природных водах в большой степени зависит от газового состава воды (O_2, H_2), поэтому определение его лучше производить на месте отбора пробы воды, принимая необходимые меры предосторожности от проникновения воздуха, во избежание влияния кислорода на окислительно-восстановительный потенциал системы. Если измерение у водопункта невозможно, отбирают пробу воды в сосуд для измерений, обеспечивающий полную герметичность при транспортировке. Измерения в лаборатории производят не позже чем через 1—2 ч после отбора пробы. Для получения надежных результатов производят одновременно *параллельные измерения, пользуясь* двумя (*или* более) платиновыми электродами.

Окислительно-восстановительный потенциал в водах с достоверностью определяется при содержании веществ с переменной валентностью при концентрации не менее $1 \cdot 0^{-5}$—$1 \cdot 10^{-6}$ моль/л. К ним относятся железо, марганец, сероводород, органические вещества и др.

Описание аппаратуры, методов *отбора проб воды и измерения окислительно-*восстановительного потенциала приводится в работе [15].

§ 5. Типы химического анализа воды при гидрогеологических исследованиях

Химический анализ природных вод в практике гидрогеологических работ предусматривает следующие задачи: а) изучение закономерностей формирования и распространения природных вод различного состава; б) исследование природных вод как поискового критерия на месторождения полезных ископаемых — нефти, газа, солей, меди, свинца, молибдена и др.; в) оценка природных вод как химического сырья для получения иода, брома, бора, меди и других веществ; г) оценка состава и свойств природных вод для питьевого, технического, сельскохозяйственного, лечебного и других видов использования.

Для общей характеристики состава и свойств воды применяют три типа анализа воды — полевой, сокращенный и полный.

Полевой анализ включает определение физических свойств, pH, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, CO_2, H_2S, O_2. Вычисляются $Na^+ + K^+$, Mg^{2+} или Ca^{2+}, карбонатная жесткость, сумма минеральных веществ. Полевой анализ производится в полевых условиях с помощью походной лаборатории. Применяется при массовых определениях для предварительных характеристик вод изучаемого района.

Сокращенный анализ включает определение физических свойств, pH, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, NH_4^+, NO_2^-, H_2S, CO_2, H_2SiO_3, окисляемости сухого остатка. Вычисляются $Na^+ + K^+$, жесткость общая, карбонатная, CO_2 агрессивная. Сокращенный анализ производится более точными методами в стационарной лаборатории. Он позволяет произвести контроль анализа. Применяется при массовых определениях для характеристики вод района.

Полный анализ включает определение физических свойств, pH, Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, NH_4^+, NO_2^-, CO_2, H_2S, H_2SiO_3, окисляемости сухого остатка. Вычисляются жесткость общая, карбонатная, CO_2 агрессивная. Полный анализ производится наиболее точными методами в стационарной лаборатории. Позволяет произвести контроль определений по сухому остатку и по суммам миллиграмм-эквивалентов катионов и анионов.

Таблица IV-3

Способы концентрирования микрокомпонентов из природных вод

Способ концентрирования	Концентрируемые микрокомпоненты	Метод анализа микрокомпонентов в концентратах
Выпаривание до сухого остатка	Все элементы за исключением бора, галоидов и, возможно, ртути и мышьяка	Спектральный
Соосаждение с коллекторами:	Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Sn, Au, Bi, V, Cr, Cd, W, Sb, As, Hg, Ti, Ta, Nb, Zr	»
$Al(OH)_3$ и Na_2S (способ ТПИ)		
CdS (способ ВИТР—ЛТИ)	Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Sn, Ag, V, Cr, W, As, Nb, Hg, Mo, Ge	»
$CaCO_3$	Zn, Pb	Полярографический
	Nb	Колориметрический
	Be	Флюориметрический
	Ni, Co	Колориметрический
MnO_2	As	»
	Mo	
Экстрагирование	Zn, Cu, Pb, Ni, Co	Спектральный
	Cu	Колориметрический
	Zn	»
	Hg	»
	Ag	»
	Pb	»
	Zn + Cu + Pb	»
Адсорбция на активированном угле	V	Флюориметрический и колориметрический
	Mo	Колориметрический
Ионообменное концентрирование	Li, Rb, Cs	Методы фотометрии пламени или спектральный

При проведении специальных исследований необходимы определения состава спонтанных и растворенных газов. В газах определяются: H_2S + CO_2, O_2, CH_4, N_2 + редкие, Ar + Kr + Xe, He + Ne и тяжелые углеводороды.

Гидрохимический метод поисков и разведки полезных ископаемых вызывает необходимость определений Li, Rb, Cs, Ba, Br, I, F, P, As, B, Cu, Pb, Zn, Cd, Ni, Co, V, Ra, Rn, органических веществ и т. д.

Для определения микрокомпонентов применяются экстракционно-колориметрический, спектральный, полярографический, флюориметрический методы и метод фотометрии пламени. В ряде случаев указанные методы, несмотря на свою относительно высокую чувствительность, требуют предварительного концентрирования веществ. Способы концентрирования и методы анализа показаны в табл. IV-3.

Из разнообразных способов обогащения воды микрокомпонентами в настоящее время получили массовое применение три метода: а) выпаривание до сухого остатка; б) соосаждение с гидроокисью алюминия; в) соосаждение с сульфидом кадмия. Наиболее доступен и прост метод концентрирования, основанный на выпаривании воды, но его применение ограничено водами с минерализацией 1—2 г/л; он позволяет перевести в концентрат почти все микрокомпоненты.

Способы концентрирования соосаждением основаны на извлечении из растворов следов элемента осадками, образующимися в результате осаждения специально добавляемых в раствор веществ, так называемых коллекторов.

Метод соосаждения с гидратом окиси алюминия известен как способ ТПИ (Томского политехнического института). Метод соосаждения с сульфидом кадмия носит название способа ВИТР—ЛТИ. Применяя эти способы, можно выделить и спектрально определить в водах разнообразной минерализации около 20 элементов, в том числе цинк, медь, свинец, никель, олово, серебро, ртуть, ванадий, ниобий и др. Способ ТПИ позволяет концентрировать микрокомпоненты почти в 15 000 раз, способ ВИТР—ЛТИ — примерно в 3000—4000 раз.

Оба способа, а также другие способы концентрирования микрокомпонентов требуют применения реактивов высокой чистоты, свободных от содержания искомых элементов. Подробнее эти способы излагаются в специальной литературе [3, 12, 14, 15].

§ 6. Формы выражения результатов химического анализа воды

Природная вода является более или менее разбавленным раствором солей, диссоциированных на свои ионы. Основная форма выражения результатов анализа воды — ионная. При этом содержание того или иного иона выражается в граммах или миллиграммах на 1 л воды, а для минерализованных вод и рассолов — в граммах на килограмм или в граммах на 100 л (табл. IV-4). Результаты определения в воде микрокомпонентов выражаются в микрограммах на 1 л воды.

Однако для полной характеристики свойств воды ионная форма выражения анализа недостаточна. Поэтому наряду с ионной формой пользуются миллиграмм-эквивалентной формой выражения результатов анализа, наиболее полно отражающей внутреннюю химическую природу входящих в состав воды веществ и ее важнейшие свойства. Пересчет данных анализа, выраженных в ионной форме, в миллиграмм-эквивалентную производится делением количества миллиграммов каждого иона в 1 л воды на его эквивалентную массу. Полученные единицы измерения называют миллиграмм-эквивалентами или милливалями. Сумма миллиграмм-эквивалентов для катионов и анионов должна быть одинаковой, поскольку каждому эквиваленту катиона отвечает эквивалент аниона.

При сравнении результатов анализа вод различной минерализации для получения пропорциональных значений количество миллиграмм-эквивалентов пересчитывают в процент-эквиваленты (%-экв). Пересчет в процент-эквиваленты производится следующим образом. Суммы миллиграмм-эквивалентов, полученных при анализе для катионов и анионов, принимаются каждая в отдельности за 100, и далее относительное количество эквивалентов каждого иона вычисляется в процентах.

Выражение результатов анализа воды в солевой форме условно; вычисленные соли являются гипотетическими. Однако в ряде случаев, например при анализе

Таблица IV-4

Анализ воды (мг/л, мг-экв, %-экв)

Ионы	мг/л	мг-экв	%-экв
Ca^{2+}	95,3	4,75	44,86
Mg^{2+}	42,4	3,48	32,86
K^{+}	15,5	0,40	3,78
Na^{+}	45,1	1,96	18,50
Сумма катионов	198,3	10,59	100,00
SO_4^{2-}	18,9	0,39	3,68
Cl^{-}	3,2	0,09	0,84
HCO_3^{-}	617,0	10,11	95,48
Сумма анионов	639,1	10,59	100,00

рассолов и минеральных вод, эта форма используется. Если хотят выразить анализ в форме гипотетических солей, то придерживаются следующей схемы.

1. Br^{-}, I^{-}, $S_2O_3^{2-}$, HS^{-} соединяются с Na^{+} в NaBr, NaI, Na_2SO_4, NaHS.
2. Sr^{2+} и Ba^{2+} соединяются с HCO_3^{-} в $Sr(HCO_3)_2$ и $Ba(HCO_3)_2$. Если ион HCO_3^{-} отсутствует, то Ba^{2+} соединяется с Cl^{-} в $BaCl_2$, Sr^{2+} с SO_4^{2-} в $SrSO_4$, а при отсутствии SO_4^{2-} — с Cl^{-} в $SrCl_2$.
3. NH_4^{+}, Rb^{+}, Cs^{+} соединяются с Cl^{-} в NH_4Cl, RbCl, CsCl.
4. Li^{+} соединяется в щелочных водах с HCO_3^{-} в $LiHCO_3$, а в остальных — с Cl в LiCl.
5. Алюминий обыкновенно дается в виде Al_2O_3. В купоросных водах, имеющих $pH < 4{,}0$, он соединяется с HPO_3^{2-} в $Al(HPO_4)_3$, а остаток Al^{3+} соединяется с SO_4^{2-} в $Al_2(SO_4)_3$.
6. Железо закисное в водах, содержащих гидрокарбонатный ион, соединяется с HCO_3^{-} в $Fe(HCO_3)_2$, а окисное железо дается в виде Fe_2O_3. В купоросных водах железо соединяется с SO_4^{2-} в $FeSO_4$ и $Fe_2(SO_4)_3$.
7. Кремневая, угольная, борная, фосфорная кислоты и сероводород даются в формах H_2SiO_3, $HSiO_3^{-}$, SiO_3^{2-}, CO_2, HCO_3^{-}, CO_3^{2-}, H_3BO_3, $H_2BO_3^{-}$, H_3PO_4, $H_2PO_4^{-}$, HPO_4^{2-}, PO_4^{3-}, H_2S и HS^{-}.

Таблица IV-5

Анализ воды, выраженный в форме гипотетических солей

Гипотетические соли	мг/л	мг-экв
KCl	6,8	0,09
K_2SO_4	27,3	0,31
Na_2SO_4	5,6	0,08
$NaHCO_3$	158,0	1,88
$Mg(HCO_3)_2$	254,7	3,48
$Ca(HCO_3)_2$	385,0	4,75
Сумма	837,4	10,59

8. Остальные ионы соединяются по следующей схеме: анионы — NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}, HCO_3^-, OH^-, катионы — K^+, Na^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}.

В табл. IV-5 представлен результат пересчета в солевую форму анализа воды, приведенного в табл. IV-4.

§ 7. Химические классификации состава воды

Разнообразие химического состава природных вод вызывает необходимость их систематизации и классификации. Ниже приводится краткое описание некоторых распространенных классификаций.

Классификация Пальмера по соотношению анионов и катионов. Классификация построена по принципу соотношения различных групп анионов и катионов, обусловливающих характерные свойства природных вод. Выделяются пять групп катионов и анионов и шесть характерных свойств воды. Данные анализа выражаются в процент-эквивалентной форме. Катионы и анионы, близкие по своим химическим свойствам, объединяются в следующие группы:

Группа a — сумма процент-эквивалентов катионов щелочных металлов ($Na^+ + K^+ + Li^+$).

Группа e — сумма процент-эквивалентов катионов щелочноземельных металлов ($Ca^{2+} + Mg^{2+} + Ba^{2+}$).

Группа S — сумма процент-эквивалентов анионов сильных кислот ($SO_4^{2-} + Cl^- + NO_3^-$)

Группа A — сумма процент-эквивалентов анионов слабых кислот ($CO_3^{2-} + HCO_3^- + HS^- + HSiO_3^-$).

Группа m — сумма процент-эквивалентов водород-иона и катионов тяжелых металлов ($H^+ + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Cu$ и др.).

Характерные свойства воды, определяемые присутствующими в водах группами ионов, подразделяются на шесть следующих сочетаний:

1. Первая щелочность (щелочность)	A_1	Гидрокарбонаты и карбонаты щелочных металлов
2. Вторая щелочность (временная жесткость и щелочность)	A_2	Гидрокарбонаты и карбонаты щелочноземельных металлов
3. Третья щелочность (щелочность)	A_3	Гидрокарбонаты тяжелых металлов
4. Первая соленость (соленость)	S_1	Сульфаты и хлориды щелочных металлов
5. Вторая соленость (соленость, постоянная жесткость)	S_2	Сульфаты и хлориды щелочноземельных металлов
6. Третья соленость (кислотность)	S_3	Сульфаты и хлориды тяжелых металлов

На рис. IV-2 изображена схема свойств воды, иллюстрирующая шесть характеристик Пальмера.

По соотношению различных катионов и анионов (в процент-эквивалентах) выделяется, по Пальмеру, пять классов вод.

I. Сумма анионов сильных кислот меньше суммы катионов щелочных металлов: $S < a$.

II. Сумма анионов сильных кислот равна сумме катионов щелочных металлов: $S = a$.

III. Сумма анионов сильных кислот больше суммы катионов щелочных металлов, *но меньше суммы катионов щелочных и щелочноземельных металлов:* $(a + e) > S > a$.

IV. Сумма анионов сильных кислот равна сумме катионов щелочных и щелочноземельных металлов: $S = a + e$.

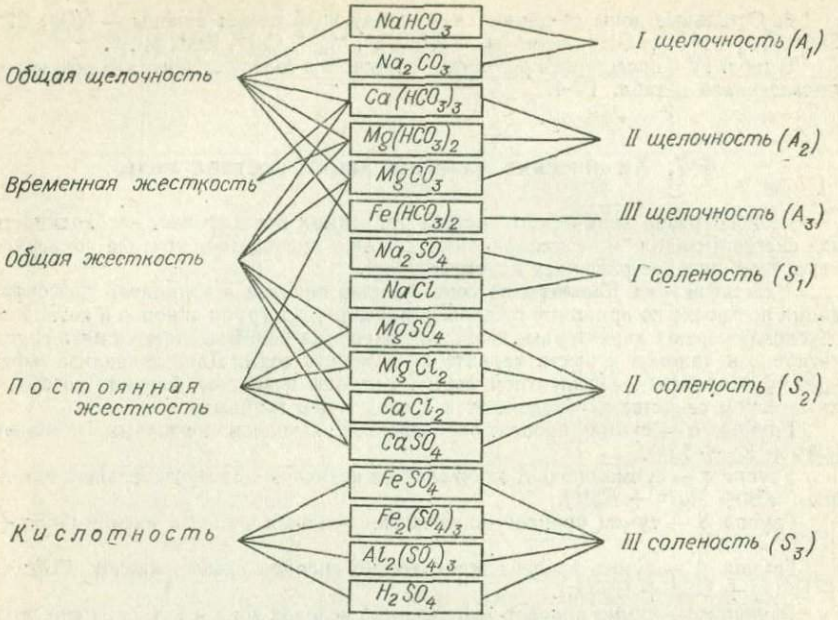


Рис. IV-2. Схема химических свойств воды.

Таблица IV-6

Свойства воды в каждом из пяти классов, по Пальмеру

Класс	Свойства	Класс	Свойства	Класс	Свойства
I	1-я соленость S_1 1-я щелочность A_1 2-я щелочность A_2 3-я щелочность A_3	II	1-я соленость S_1 2-я щелочность A_2 3-я щелочность A_3	III	1-я соленость S_1 2-я соленость S_2 2-я щелочность A_2 3-я щелочность A_3
IV	1-я соленость S_1 2-я соленость S_2 3-я щелочность A_3			V	1-я соленость S_1 2-я соленость S_2 3-я соленость S_3

V. Сумма анионов сильных кислот больше суммы катионов щелочных и щелочноземельных металлов: $S > (a + e)$.

Каждый из этих классов характеризует не более чем четыре свойства воды (табл. IV.6).

I класс — воды щелочные, образующиеся при растворении продуктов выветривания изверженных пород в результате процессов обменной адсорбции кальция на натрий. Характерны для вод нефтяных месторождений.

II класс — промежуточный между классами I и III.

III класс — воды с постоянной и временной жесткостью. Воды коры выветривания.

IV класс — воды только с постоянной жесткостью. Содержат преимущественно хлориды и сульфаты щелочных металлов. Воды морей и соленых озер.

V класс — кислые воды. Содержат сульфаты железа, алюминия и тяжелых металлов. Воды окисленной зоны рудных месторождений.

Пересчет результатов анализа вод, по Пальмеру, производится путем комбинирования процент-эквивалентов катионов и анионов по вышеизложенному принципу. Ниже приводится пример пересчета данных анализа воды, приведенных в табл. IV-4.

1-я соленость 3,68 + 0,84	4,52
2-я и 3-я солености	Нет
1-я щелочность (18,50 + 3,78) — 4,52	17,76
2-я щелочность (44,86 + 32,86)	77,72
	100,0%

Вода, таким образом, должна быть отнесена к I классу.

Классификация Пальмера позволяет объединить многочисленные и разнообразные по химическому составу природные воды в небольшое число групп. Вместе с тем эта классификация в значительной степени схематична. В пределах каждого из пяти классов воды значительно различаются по составу. Объединение в одну группу сульфатов и хлоридов исключает возможность выделения широко распространенных хлоридных и сульфатных вод, характерных для различных геологических условий. II класс легко исчезает в результате возможных неточностей при анализе воды. В классе IV отсутствуют ионы HCO_3^- и CO_3^-, между тем как в морских водах, которые относятся к этому классу, эти ионы содержатся.

Для графического изображения классификации вод по Пальмеру используется график (рис. IV-3), представляющий собой три равных горизонтальных столбика, каждый из которых разделен на 100 равных частей. На верхнем столбике откладывают процент-эквиваленты катионов ($K^+ + Na^+$, $Mg^{2+} + Ca^{2+}$, Fe^{2+}, Mn^{2+} и других тяжелых металлов), на нижнем — процент-эквиваленты анионов (NO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, CO_3^{2-}). На среднем столбике откладывают характерные свойства воды.

Нумерация природных вод, по Н. И. Толстихину. Классификация Н. И. Толстихина, известная под названием «Нумерация природных вод», не только выделяет некоторые группы, но и охватывает все разнообразие вод, встречающихся в природе. Сущность нумерации заключается в том, что вычисленные в процент-эквивалентах группы катионов и анионов наносят на диаграмму, изображенную на рис. IV-4.

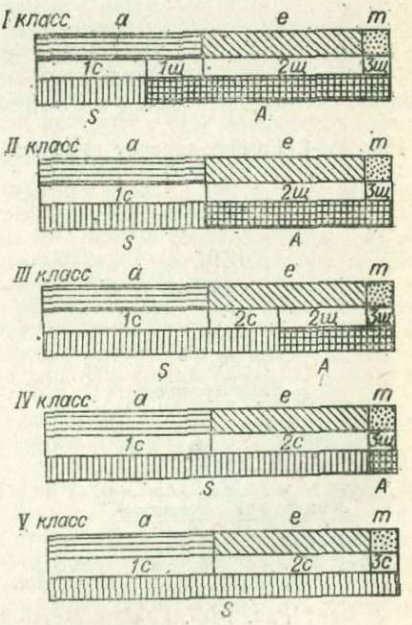


Рис. IV-3. График пяти классов воды, по Пальмеру.

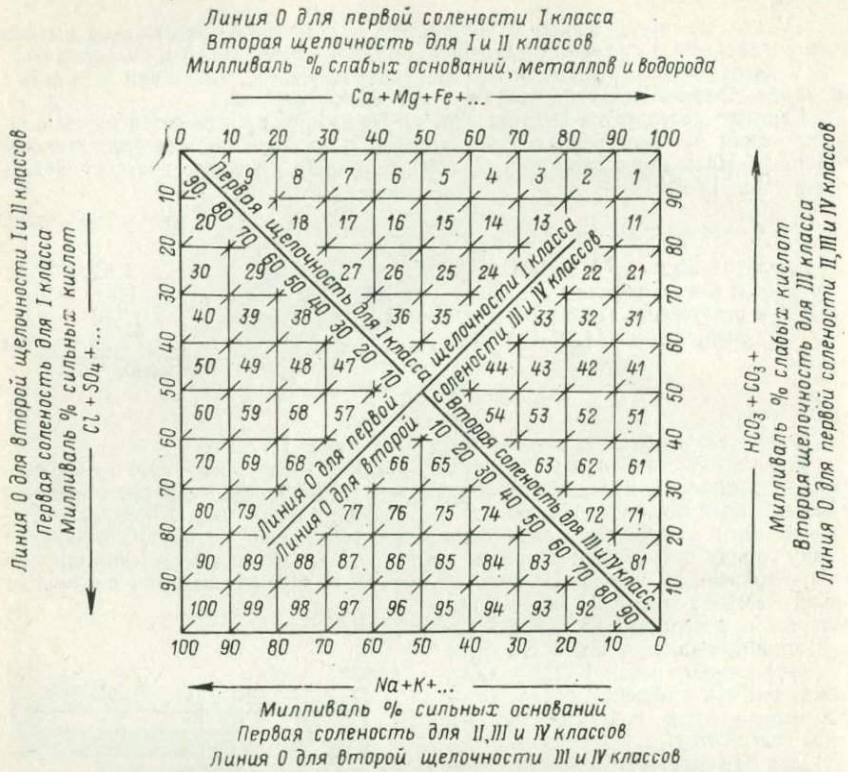


Рис. IV-4. График-квадрат нумерации природных вод, по Н. И. Толстихину.

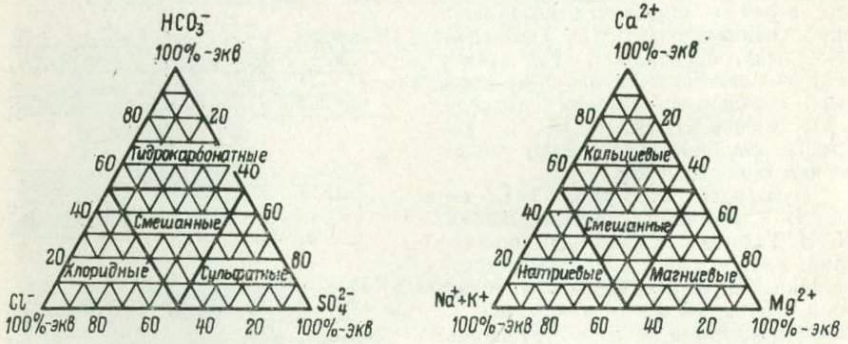


Рис. IV-5. График-треугольник для анионов и катионов.

Диаграмма представляет собой квадрат, который разделен на десять вертикальных и десять горизонтальных рядов, образующих сто малых квадратов. Каждый имеет свой номер. Для определения номера воды поступают следующим образом. На горизонтальной стороне квадрата слева направо откладывают сумму процент-эквивалентов $Ca^{2+} + Mg^{2+} + Fe^{2+}$ или справа налево — сумму процент-эквивалентов $Na^+ + K^+$. На вертикальной стороне снизу вверх откладывают сумму процент-эквивалентов $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ или сверху вниз — сумму процент-эквивалентов $SO_4^{2-} + Cl^-$. Точка пересечения ординаты и абсциссы указывает на состав данной воды. Вода получает номер того малого квадрата, в который попадает точка ее анализа.

Определить номер воды можно и арифметическим путем. Для этого округляют единицы процент-эквивалентов группы $Na^+ + K^+$ до полного десятка и полученное число десятков складывают с процент-эквивалентами группы $SO_4^{2-} + Cl^-$. При этом, если последняя группа окажется однозначным числом, она в расчет не принимается.

Пример расчета. Группа $Na^+ + K^+$ равна 54, число принимается равным 6. Группа $SO_4^{2-} + Cl^-$ равна 49, число принимается равным 5. В приводимом примере вода по графику (рис. IV-4) будет иметь № 46. В нем группа $Na^+ + K^+$ равна $18{,}50 + 3{,}78 = 22{,}28$ и число десятков в этой группе принимается равным 3. Группа $SO_4^{2-} + Cl^-$ представлена однозначным числом 4,52 и в расчет не принимается.

На основании номера воды можно судить о сумме процент-эквивалентов групп *a*, *e*, *S*, *A* и о принадлежности воды к I, II, III и VI классам Пальмера. Номер воды не характеризует количества SO_4^{2-} и Cl^-, а дает их сумму. Н. И. Толстихин рекомендует устранить этот недостаток путем написания за номером воды количества процент-эквивалентов SO_4^{2-}. Как дополнение к нумерации вод представляет интерес составление графиков-треугольников отдельно для катионов и анионов (рис. IV-5).

Для газов Н. И. Толстихиным предложен график-треугольник, стороны которого разделены на 100 частей (рис. IV.6). Применение последнего сходно с применением графика-квадрата. Большое сходство с квадратом Н. И. Толстихина, дополненным треугольниками анионного и катионного состава, имеет графическое изображение состава воды в виде ромба с треугольниками катионного и анионного состава, опубликованное С. Девисом, Р. де Уистом и показанное на рис. IV-7 [7]. Характерно, что химический состав воды на данном рисунке называется в последовательности: катион—анион, в советской литературе воду называют в обратном порядке.

График-квадрат А. А. Бродского. На графике (рис. IV-8) по оси абсцисс откладывают первые и вторые по преобладанию катионы. Результаты каждого анализа наносят в один из 36 квадратов графика. Таким образом, в каждом квадрате представлен определенный тип воды. Химический состав воды наносят на график не в виде точки, а в виде значка, отображающего ту или иную степень минерализации. Для обобщения различных вод большого региона вводят условные обозначения — значки и индексы в виде букв. При применении условных обозначений любая вода может быть охарактеризована не только посредством наглядного изображения на графике, но и при помощи полного индекса, указывающего ее местоположение в том или ином квадрате. В прилагаемой табл. IV-7 вода *А* имеет индекс II5*А*, вода *Б* — III2*Б*.

Гидрохимический профиль, по А. А. Бродскому. Гидрохимический профиль строят следующим образом. По оси абсцисс (рис. IV-9) откладывают в определенном масштабе расстояния между точками взятия проб воды. Для изучения изменения состава воды во времени или с глубиной на этой же оси вместо расстояния можно откладывать время или глубину отбора проб. По оси ординат откладывают содержание ионов в миллиграмм-эквивалентах. Вначале наносят в определенном порядке анионы. Первые точки от нуля ставят для гидрокарбонат-иона и соединяют между собой кривой. Площадь, образованную этой кривой и осью абсцисс, штрихуют согласно условным обозначениям. Затем откладывают точки для сульфат-иона и в той же последовательности — для хлор-иона. При наличии в воде нитрат-иона он также выделяется на профиле, но уже выше линии хлор-иона. Все эти точки также соединяют между собой кривыми, а площади между кривыми соответственно штрихуют. На профиль, образованный анионами, таким же образом

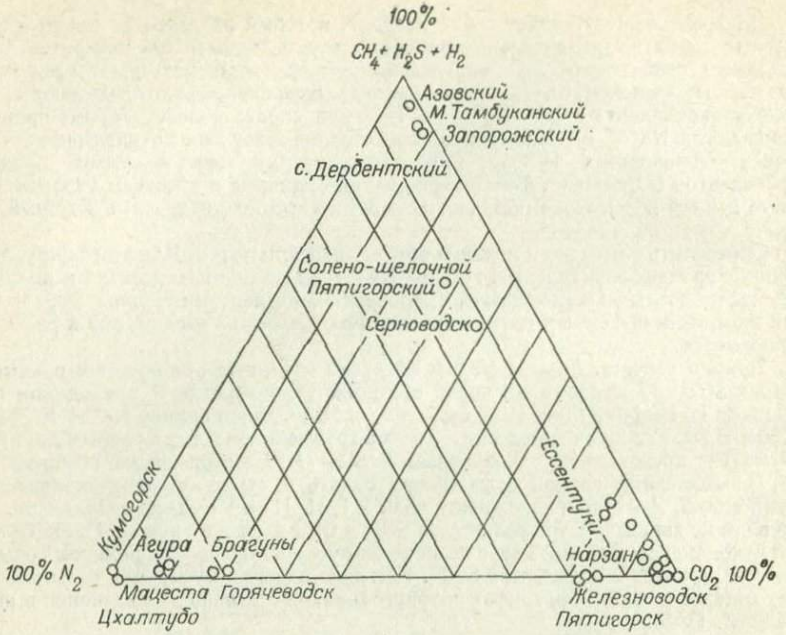


Рис. IV-6. График-треугольник для газов.

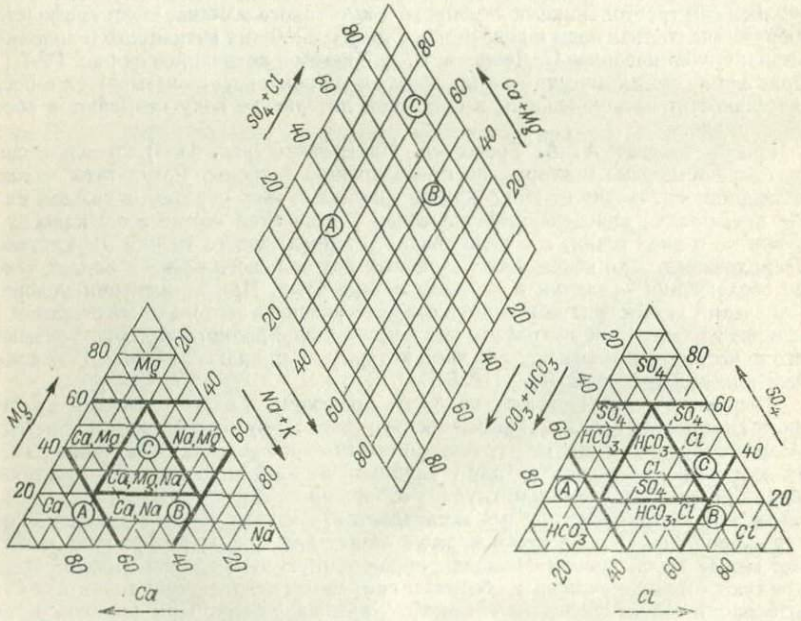
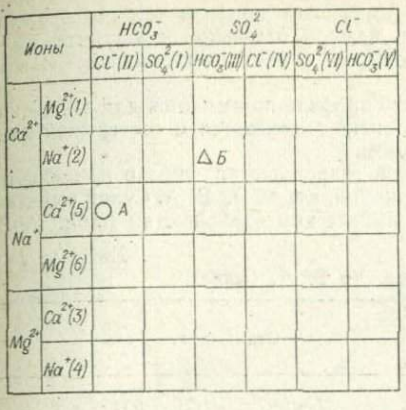


Рис. IV-7. Классификация воды по содержанию ионов (в %-экв), по С. Девису и Р. де Уисту.

A — кальциево-бикарбонатная вода; *B* — кальциево-натриево-хлоридная вода; *C* — натриево-кальциево-магниево-сульфатная вода.



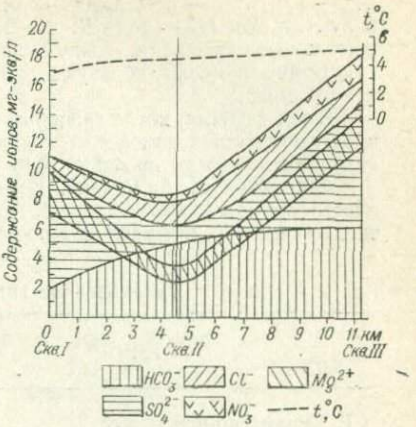


Рис. IV-8. График-квадрат А. А. Бродского.

Рис. IV-9. Гидрохимический профиль, по А. А. Бродскому.

Таблица IV-7

Химический состав природных вод *А* и *Б*

Состав	Вода *А*			Вода *Б*		
	мг/л	мг-экв/л	%-экв	мг/л	мг-экв/л	%-экв
Na^+	104	4,51	55	77	3,34	18
K^+	16	0,41	5	14	0,37	2
Ca^{2+}	49	2,46	30	246	12,29	66
Mg^{2+}	10	0,82	10	32	2,60	14
Итого катионов:	179	8,20	100	368	18,60	100
Cl^-	58	1,64	20	66	1,86	10
SO_4^{2-}	67	1,40	17	420	8,75	47
NO_3^-	10	0,16	2	104	1,67	9
HCO_3^-	305	5,00	61	386	6,32	34
CO_3^{2-}	Нет	—	—	Нет	—	—
Итого анионов:	440	8,20	100	976	18,60	100

Примечание. Кроме того, вода *Б* содержит 1200 мг/л CO_2 и имеет температуру 40° С. Дебит данного водоисточника 1000 л/сутки.

наносят катионный состав в последовательности: Ca^{2+}—Mg^{2+}—Na^+—K^+. При этом заштриховывают только площадь, соответствующую ионам магния.

Так как суммы миллиграмм-эквивалентов анионов и катионов всегда равны, то в любом месте графика кривая нитрат-иона (или, при его отсутствии, кривая хлор-иона) совпадает с кривой щелочных металлов.

На рис. IV-9 скв. II и III расположены от скв. I на расстоянии соответственно 4,5 и 11,3 км. Скв. I имеет воду с содержанием (мг-экв/л): HCO_3^- —2,0; SO_4^{2-}—8,0

Cl^- — 1,0; NO_3^- — нет; Ca^{2+} — 7,0; Mg^{2+} — 2,6; Na^+ — 1,4. Скв. II содержит воду *А*, а скв. III — воду *Б*. На гидрохимическом профиле четко отображены не только соотношения между ионами в каждом отдельном водопункте, но и гипотетические соли, образующие эти ионы, и, самое главное, изменение ионного состава.

В тех случаях, когда гидрохимический профиль применяется для выяснения пространственных изменений, он обязательно совмещается с соответствующим гидрогеологическим профилем или разрезом.

Диаграмма В. А. Сулина. В нефтяной гидрогеологии широко применяется классификация подземных вод В. А. Сулина (см. гл. XII). В. А. Сулин выделяет четыре генетических типа вод по их специфическим особенностям (табл. IV-8).

Таблица IV-8

Генетические типы вод, по В. А. Сулину

Тип воды	*Отношение, %-экв*
I. Сульфатно-натриевый	$(rNa^+ - rCl^-)/rSO_4^{2-} < 1$
II. Гидрокарбонатно-натриевый	$(rNa^+ - rCl^-)/SO_4^{2-} > 1$
III. Хлормагниевый	$(rCl^- - rNa^+)/rMg^{2+} < 1$
IV. Хлоркальциевый	$(rCl^- - rNa^+)/rMg^{2+} > 1$

Первый и второй типы являются континентальными, третий тип — морской, четвертый генетически связан с подземными водами глубоких недр. Согласно с этим В. А. Сулин предложил диаграмму, которая состоит из четырех объединенных графиков (рис. IV-10). Для ее построения используются коэффициенты $(rNa^+ - rCl^-)/rSO_4^{2-}$ и $(rCl^- - r\,Na^-)/r\,Mg^{2+}$.

В прямоугольной системе координат по оси ординат откладывают значения разности (%-экв): вверх — Cl^-—Na^+, вниз — Na^+—Cl^-. По оси абсцисс откладывают количество (%-экв): направо — Mg^{2+}, налево — SO_4^{2-}. Предельное значение каждого — 50 или 100%. Из конечной точки абсцисс проводят линии, параллельные их осям. Образуются два квадрата: один — в правом верхнем, другой — в левом нижнем углу.

Лучи, проведенные из начальной точки координат, образуют углы с осью абсцисс. Тангенсы этих углов в правом верхнем квадрате соответствуют значениям $(r\,Cl^- - r\,Na^+)/r\,Mg^{2+}$, в нижнем левом квадрате — значениям $(r\,Na^+ - r\,Cl^-)/rSO_4^{2-}$. Луч, проведенный в верхнем правом квадрате под углом 45° к линии абсциссы, отвечает значению $(r\,Cl^- - r\,Na^+)/r\,Mg^{2+} = 1$. Этот луч делит верхний квадрат на два треугольных поля. В нижнем правом треугольнике верхнего квадрата воды имеют $(rCl^- - rNa^+)/rMg^{2+} < 1$. Соответственно воды, имеющие $(rCl^- - r\,Na^+)/r\,Mg^{2+} > 1$, размещаются в верхнем левом треугольнике.

Таким образом, нижний треугольник верхнего квадрата представляет собой поле распространения хлормагниевых вод. Верхний треугольник верхнего квадрата соответственно ограничивает область существования хлоркальциевых вод.

Луч, проведенный в нижнем левом квадрате под углом 45° к линии абсциссы, отвечает значению $(r\,Na^+ - r\,Cl^-)/rSO_4^{2-} = 1$. Этот луч также делит нижний квадрат на два треугольника: верхний ограничивает сульфатно-натриевые воды, имеющие $(r\,Na^+ - r\,Cl^-)/r\,SO_4^{2-} < 1$, нижний — гидрокарбонатно-натриевые с $(rNa^+ - r\,Cl^-)/r\,SO_4^{2-} > 1$.

Таким образом, выделяются четыре поля соответственно четырем типам вод: поле *AOB* — воды сульфатно-натриевого типа; поле *BOC* — воды гидрокарбонатно-натриевого типа; поле *OEF* — воды хлормагниевого типа; поле *OED* — воды хлоркальциевого типа.

Если в обоих квадратах провести вторые диагонали и линии, исходящие из начала координат и противолежащих ему углов квадратов, к серединам противоположных сторон, то в каждом из основных полей образуется шесть дополнительных, а всего 24 поля, отвечающих выделенным В. А. Сулиным провинциям (зонам) и областям (этажам) природных вод.

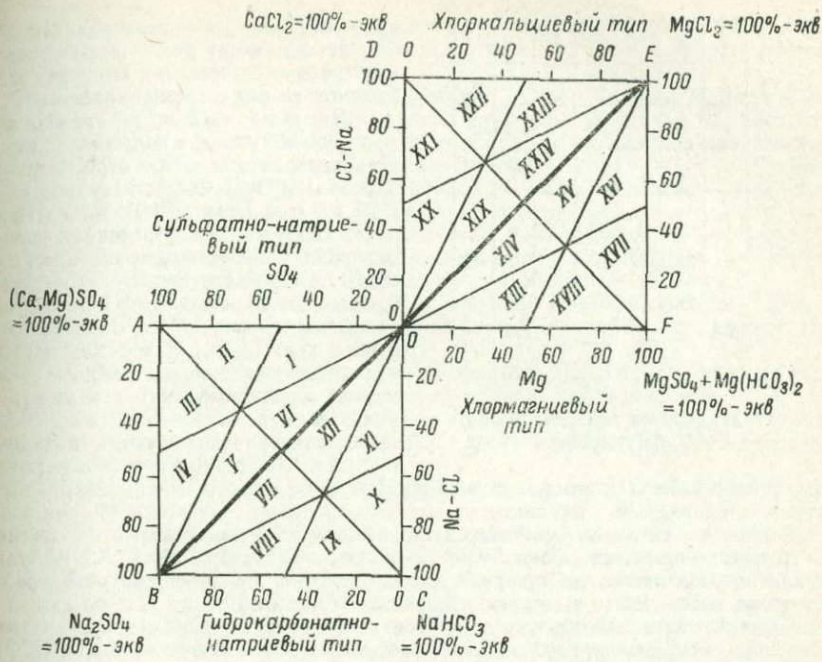


Рис. IV-10. Диаграмма В. А. Сулина.

На линии *AB* располагаются воды, содержащие только сульфаты, на линии *BC* — только натриевые воды, лишенные других катионов. В точке *A* представлены воды, содержащие только сульфаты кальция и магния; в точке *B* — воды, содержащие только сульфат натрия; в точке *O* — воды, содержащие только карбонат и гидрокарбонат натрия. В точке *O* имеем: $Na^+ - Cl^- = 0$; $Cl^- - Na^+ = 0$ и $Na^+ = Cl^-$. Это точка перехода вод в хлормагниевый и хлоркальциевый типы.

На линии *EF* располагаются магниевые воды, лишенные других катионов; на линии *DE* — воды, содержащие только хлориды кальция и магния.

В точке *E* представлены воды, содержащие только хлориды магния; в точке *F* — воды, имеющие сульфат, карбонат и гидрокарбонат магния, в точке *D* — воды, содержащие только хлориды кальция.

Классификация С. А. Щукарева. Классификация позволяет просто и удобно сравнивать химический состав природных вод. Она основана на принципе преобладания одного или нескольких из трех главных катионов (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}) и трех главных анионов (Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-). Принадлежность воды к тому или иному классу определяется содержанием перечисленных ионов в количестве более 25%-экв (суммы катионов и анионов принимаются по 100%-экв).

По преобладающим главным анионам воде присваивают названия: хлоридная, сульфатная, гидрокарбонатная, хлоридно-сульфатная, хлоридно-гидрокарбонатная, сульфатно-гидрокарбонатная и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатная. По преобладающим катионам воде присваивают названия: натриевая, магниевая, кальциевая, натриево-магниевая, натриево-кальциевая, магниево-кальциевая и натриево-магниево-кальциевая. Комбинируя последовательно типы вод по содержанию анионов с типами вод по содержанию катионов, получаем 49 классов вод (рис. IV-11). По общей минерализации каждый класс разделен на группы: *A* — до 1,5 г/л; *B* — от 1,5 до 10 г/л и *C* — более 10 г/л.

Классификация О. А. Алёкина. Классификация сочетает принцип деления по преобладающим ионам и по соотношению между ними. Она охватывает все

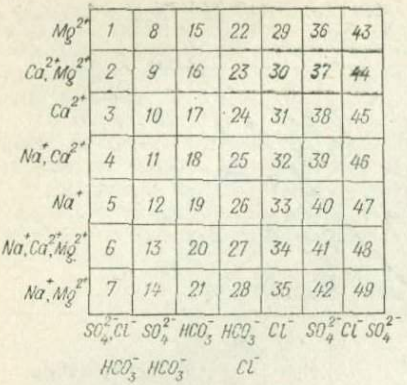


Рис. IV-11. Схема классификации С. А. Щукарева.

природные воды с минерализацией до 50 г/кг. За основу взято шесть главных ионов, содержание которых выражено в миллиграмм-эквивалентах.

Все воды делятся по преобладающему аниону на три больших класса: гидрокарбонатные (и карбонатные) воды ($HCO_3^- + CO_3^{2-}$), сульфатные (SO_4^{2-}) и хлоридные (Cl^-). Класс гидрокарбонатных вод объединяет маломинерализованные воды рек, пресных озер, значительное количество подземных вод и немногие озера с повышенной минерализацией (с содержанием в воде иона CO_3^{2-}). Класс хлоридных вод объединяет минерализованные воды морей, лиманов, реликтовых и материковых озер, подземные воды солончаковых районов, пустынь и полупустынь. Сульфатные воды по распространению и минерализации занимают промежуточное место между гидрокарбонатным и хлоридным классами.

Разделение на классы уточняется дальнейшим делением каждого класса на три группы по преобладанию одного из катионов — Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+. Каждая группа подразделяется на три типа по соотношению между миллиграмм-эквивалентами ионов. Всего выделяют четыре типа (рис. IV.12).

Первый тип характеризуется соотношением $HCO_3^- < (Ca^{2+} + Mg^{2+})$. Воды этого типа слабо минерализованы. В них наблюдается избыток ионов HCO_3 над суммой ионов щелочноземельных металлов.

Второй тип имеет соотношение $HCO_3^- < (Ca^{2+} + Mg^{2+}) < (HCO_3^- + SO_4^{2-})$. К этому типу относятся подземные воды, а также воды рек и озер малой и средней минерализации.

Третий тип характеризуется соотношением $(HCO_3^- + SO_4^{2-}) < (Ca^{2+} + Mg^{2+})$. Воды этого типа сильно минерализованные, смешанные и метаморфизованные. К этому типу относятся воды океанов, морей, лиманов, реликтовых водоемов.

Четвертый тип характеризуется отсутствием ионов HCO_3^-. Воды этого типа кислые и имеются только в сульфатном и хлоридном классах, в группах $Ca^{2+} + Mg^{2+}$, где нет первого типа.

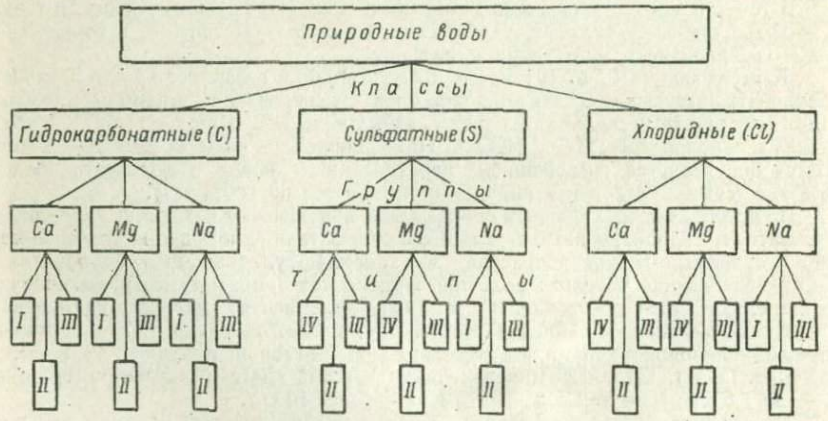


Рис. IV-12. Схема классификации О. А. Алёкина.

Классификация В. А. Александрова. Классификация основана на трех главных признаках: 1) преобладающие анионы и катионы; 2) биологически активные элементы; 3) физические свойства.

Преобладающие элементы определяются по вычисленным процент-эквивалентам, причем в классификации участвуют лишь те элементы, процентное содержание эквивалентов которых не менее 25 (суммы миллиграмм-эквивалентов катионов и анионов принимаются каждая за 100) *.

Номенклатура классификации основана на названиях ионов, а не солей. Все минеральные воды делятся на шесть групп.

I. Гидрокарбонатные: HCO_3^- > 25%-экв.; прочих анионов < 25%-экв.

II. Хлоридные: Cl^- > 25%-экв; прочих анионов < 25%-экв.

III. Сульфатные: SO_4^{2-} > 25%-экв; прочих анионов <25%-экв.

IV. *Комбинированные воды: а) хлоридно-гидрокарбонатные* (SO_4^{2-} < < 25%-экв.); б) сульфатно-карбонатные (Cl^- < 25%-экв); в) хлоридно-сульфатные (HCO_3^- < 25%-экв).

V. Воды, принадлежащие к одной из первых четырех групп, но содержащие биологически активные ионы (мышьяк, бром, иод, литий и др.).

VI. Газовые воды, принадлежащие к одной из первых пяти групп, но содержащие значительное количество газов: а) углекислые, б) сероводородные, в) радиоактивные.

К названию каждой группы вод прибавляют термины: 1) натриевые, 2) кальциевые, 3) магниевые, если преобладают катионы Na^+, Ca^{2+} или Mg^{2+}. Кроме того, к названию каждой группы прибавляют температурные термины: воды до 20° С называются холодными, от 20 до 35° С — гипотермальными и свыше 35° С — гипертермальными. Так, например, воды Смирновского источника в Железноводске *по этой классификации должны быть названы: гипертермальными* углекислыми, сульфатно-гидрокарбонатными, кальциево-натриевыми, вследствие того что из анионов в них преобладают HCO_3^- и SO_4^{2-}, из катионов — Na^+, Ca^{2+}, свободной CO_2 содержится 1,2 г/л и температура воды равна 44° С.

Графическое изображение состава воды в продольных и радиальных координатах. Изображение химического состава воды в продольных и радиальных координатах наглядно представлено на рис. IV-13 и IV-14 **.

Выражение химического состава воды в виде формул. Из формул наибольшей популярностью пользуются формула Курлова и формула солевого состава воды.

Формула Курлова представляет собой псевдодробь, в числителе которой находятся анионы (%-экв) в убывающем порядке их содержания, а в знаменателе — в таком же порядке катионы. Ионы, присутствующие в количестве менее 10%-экв, в формуле *не указывают.* *** *Формула сопровождается дополнительными данными.* Слева от дроби проставляют в граммах на литр количество газов и активных элементов при содержании их не менее нижних норм, отличающих обычные воды от минеральных, и минерализация воды M в граммах до первого десятичного знака. Справа от дроби проставляется температура воды T и дебит $Д$ в литрах в сутки. Так, вода $Б$ будет обозначаться следующей формулой:

$$CO_2 1,2 M_{1,4} \frac{SO_4 47 HCO_3 34 Cl 10}{Ca 66 Na 18 Mg 14} T_{40} Д_{1000}.$$

Формула солевого состава воды отличается от формулы Курлова тем, что в ней отображены только основные анионы и катионы и не указаны температура и дебит воды. Формула солевого состава воды часто применяется при обобщении

---

* В настоящее время Центральным институтом курортологии рекомендуется при *пользовании классификацией С. А. Щукарева или В. А. Александрова учитывать ионы,* содержание которых в воде составляет 20%-экв и более.

** При изображении результатов анализа воды в радиальных координатах Л. Хем [Хем Л., 1939 г.] объединяет Ca^{2+} и Mg^{2+}, оставляя один вектор свободным. При небольшом количестве анализов *графики могут быть наложены один на другой.*

*** В настоящее время в формуле пишутся все доминирующие анионы и катионы, содержащиеся в исследуемой воде.

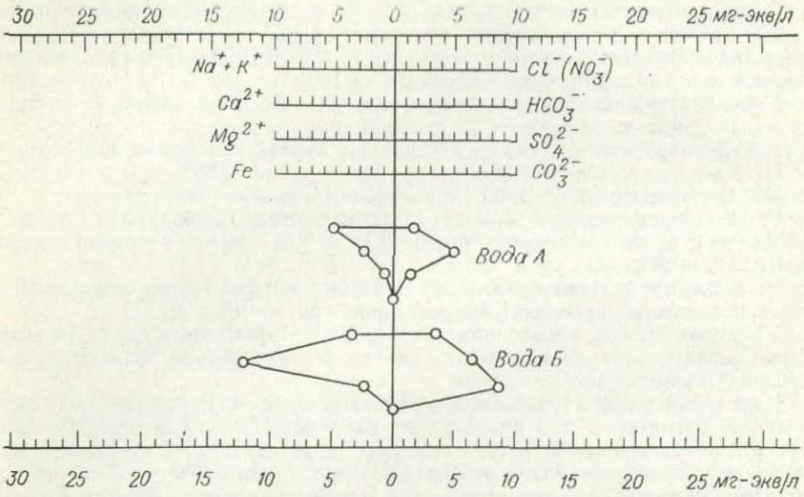


Рис. IV-13. График изображения состава воды в продольных координатах.

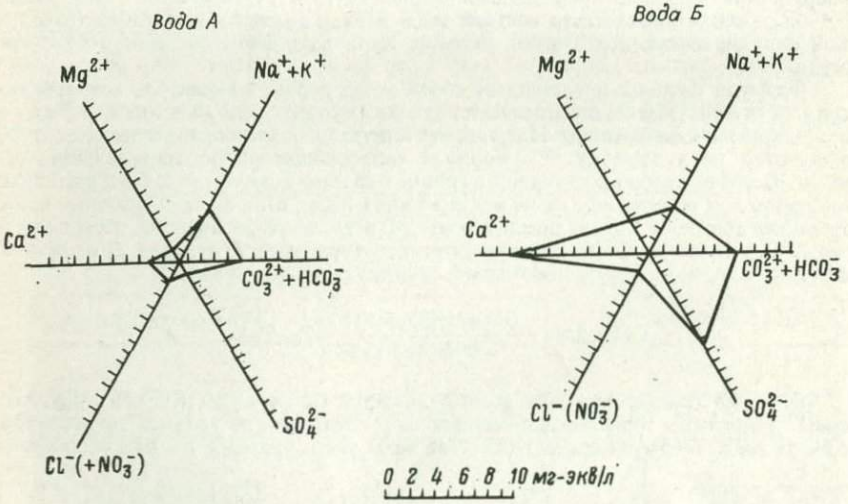


Рис. IV-14. График изображения состава воды в радиальных координатах.

большого количества анализов, так как она позволяет упростить табличный материал и делает его более наглядным. Выраженные этой формулой результаты анализа вод *А* и *Б* приобретают следующий вид:

вода *А*

$$M_{0,6}\,\frac{HCO_3 61 Cl 20 SO_4 17 NO_3 2}{Na 55 Ca 30 Mg 10 K 5};$$

вода *Б*

$$M_{1,4}\,\frac{SO_4 47 HCO_3 34 Cl 10 NO_3 9}{Ca 66 Na 18 Mg 14 K 2}.$$

Вода получает название по доминирующим анионам и катионам в убывающем порядке.

Колонки- и круги-диаграммы. *Довольно наглядными и простыми являются* колонки-диаграммы, на которых графически изображают химический состав воды. Эти колонки можно составлять без учета и с учетом минерализации воды. Колонку без учета минерализации строят в одном и том же масштабе для всех сопоставляемых вод. На ней и катионы (левая часть колонки), и анионы (правая часть колонки) вычерчивают в виде отдельных участков, длина которых пропорциональна содержанию соответствующих ионов в процент-эквивалентах. Колонку с учетом минерализации строят в определенном масштабе, соответствующем содержанию анионов или катионов в миллиграмм-эквивалентах.

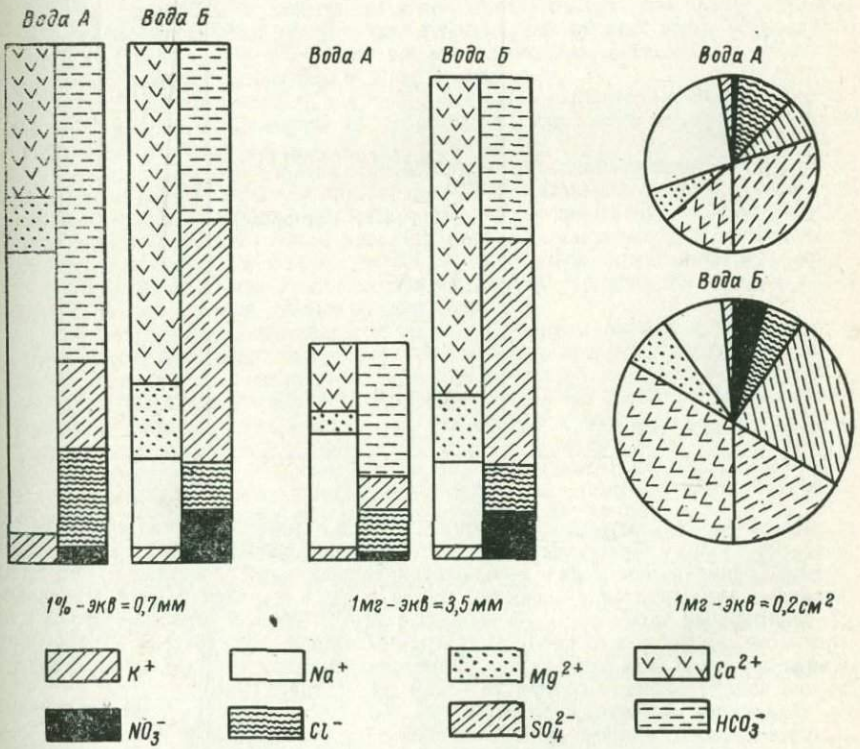


Рис. IV-15. Колонки-диаграммы и круги-диаграммы состава воды.

Таблица IV-9

Характеристические коэффициенты химического состава вод

Коэффициент	Воды	Коэффициенты	
		Вода океанов	Речная вода, средний состав
$\frac{r\,SO_4^{2-}}{r\,Cl^-}$	Любого состава	0,10	1,57
$\frac{r\,Ca^{2+}}{r\,Mg^{2+}}$	То же	0,20	3,67
$\frac{r\,Na^+}{r\,Cl^-}$	»	0,85	1,79
$\frac{r\,Cl^- - r\,Na^+}{r\,Mg^{2+}}$	Главным образом соленые	0,67	—
$\frac{r\,Cl^- - r\,Na^+}{r\,SO_4^{2-}}$	То же	1,28	—
$\frac{r\,Cl^- - r\,Na^+}{r\,Cl^-}$	»	0,13	—
$\frac{r\,Br^-}{r\,Cl^-}$	»	0,0015	—
$\frac{r\,Na^+ - r\,Cl^-}{r\,Cl^-}$	Главным образом пресные	—	0,80
$\frac{r\,Na^+ - r\,Cl^-}{r\,SO_4^{2-}}$	Нефтяных месторождений	—	0,51
$\frac{r\,Cl^- - r\,Na^+}{r\,Mg^{2+}}$	То же	—	—
$\frac{SO_4^{2-}}{Cl^- + SO_4^{2-}}$	»	—	—
Щелочность, мг-экв	Морей и океанов	0,0662	—
Минерализация, г/кг	То же	35	—

Последовательность расположения катионов и анионов обычно принимается согласно правилу Фрезениуса о силе кислот и оснований. Такие колонки-диаграммы применяются и для изображения состава водных вытяжек. Особенно наглядно изображается химический состав водных вытяжек в виде отдельных горизонтальных столбиков, совмещенных с литологической колонкой шурфа или скважины. Часто вместо колонок диаграммы химического состава воды строят в виде кругов. В этих случаях минерализацию отражает площадь круга, а содержание каждого иона — соответствующий сектор (рис. IV-15).

Характеристические коэффициенты. Классификация природных вод дополняется соотношениями ионов, что позволяет устанавливать принадлежность вод к тому или иному генетическому типу и судить о процессах, видоизменяющих состав вод.

В табл. IV-9 приводятся часто применяющиеся коэффициенты.

§ 8. Бактериологический состав воды

Бактериологические исследования воды производятся с целью санитарной оценки питьевой воды, разведки на нефть, горючие газы и руды, определения характера и интенсивности биохимических процессов, протекающих в подземных водах.

Санитарное состояние воды определяется степенью фекальной загрязненности. Главным показателем этого загрязнения воды служит кишечная палочка (*Bacterium Colis communae*).

Для оценки бактериологического загрязнения питьевой воды согласно ГОСТ 2874—73 пользуются показателями: коли-титром и коли-индексом. Коли-титр (coli-титр) соответствует объему исследуемой воды (мл), приходящемуся на одну кишечную палочку. Коли-индекс (coli-индекс) — число кишечных палочек, содержащееся в 1 л исследуемой воды. Вода, пригодная для питья, должна иметь coli-титр 300; coli-индекс 3.

В районах распространения эпидемии тифа или холеры необходимо определить в воде наличие возбудителя брюшного тифа и холерного вибриона для выяснения, не участвует ли в распространении болезней питьевая вода.

Бактериологический анализ с целью разведки на нефть, горючие газы и руды производится при опробовании скважин и родников как пластовых вод, залегающих на значительных глубинах, так и грунтовых.

Индикаторной микрофлорой на нефть и газ при проведении водно-микробиологических исследований являются бактерии: а) окисляющие метан; б) окисляющие пропан; в) развивающиеся в атмосфере одного из парообразных углеводородов — пентана, гексана или гептана.

Опытные работы по испытанию водно-микробиологической съемки на заведомо газонефтеносных площадях показали, что все подземные воды, соприкасающиеся с газонефтяными залежами или расположенные выше этих залежей, заселены комплексом углеводородной микрофлоры.

Согласно исследованиям микробиологической лаборатории ВСЕГЕИ в качестве поисковой микрофлоры на сульфидные руды могут служить некоторые виды тионовых бактерий.

В области распространения редкометальной минерализации (Mo, W, Be) *Thiobacillus thiooxidans* своим присутствием, а *Th. denitrificans* своей повышенной активностью указывают на близость концентрированного оруденения. Присутствие в водах *Th. ferrooxidans* характерно для комплексных редкометальных и полиметаллических руд. В геологически закрытых районах названные виды можно рассматривать (с учетом геологического строения) как показатель присутствия рудных тел на глубине (слепые рудные тела).

Микроорганизмы, обитающие в подземных водах, связанных с сульфидным оруденением, оказывают влияние на миграцию рудных элементов в подземных водах. Одни из них участвуют в образовании растворимых форм металлов, другие — в выпадении последних из раствора. Тионовые бактерии, принимающие участие в окислении сульфидных руд, способствуют образованию растворимых форм металлов. Наиболее значительна в этом процессе роль *Th. ferrooxidans*. Этот микроорганизм согласно опубликованным данным исследований способствует окислению многих минералов — пирита, халькопирита, ковеллина, халькозина, борнита, тетраэдрита, молибденита, сфалерита и др.

Лабораторные опыты по биологическому окислению различных сульфидов показали, что *Th. ferrooxidans* значительно ускоряет окисление сульфидных руд.

Биологические процессы, протекающие в подземных водах, оказывают значительное влияние на их формирование и изменение химического состава. Количество бактерий в подземных водах и их физиологический состав и активность свидетельствуют об интенсивности и характере биохимических процессов в исследуемых водах. Оно (как показывает прямой счет на мембранных фильтрах) может достигать нескольких сотен миллионов клеток в 1 мл.

Грунтовые воды более обогащены микрофлорой, чем воды пластовые. В пластовых водах количество бактерий и их качественный состав обусловливаются степенью гидрогеологической раскрытости структур, интенсивностью водообмена.

Подземные воды, приуроченные к хорошо и длительное время закрытым структурам или находящиеся в условиях затрудненного водообмена, более бедны микрофлорой, чем воды, залегающие в структурах и пластах открытых или в условиях интенсивного водообмена.

В подземных водах развиваются разнообразные по своей биохимической деятельности микробы: бактерии, разлагающие белковые соединения, углеводы, жиры; бактерии, участвующие в круговороте серы, углеводородные бактерии и др. По физиологическому составу бактерий можно судить о направленности биохимических процессов, протекающих в подземных водах.

Отбор проб на бактериологический анализ воды производится только в стерильную посуду. При опробовании скважин пробы отбирают после смены 2—3 объемов воды и установления постоянства их химического состава.

§ 9. Отбор проб воды для анализа

Достаточно правильная характеристика воды может быть получена только в тех случаях, если проба отобрана с большой тщательностью, а сам анализ произведен вскоре после ее отбора. Способы отбора пробы на анализ должны обеспечить максимальное сохранение солевого и газового состава исследуемой воды и гарантировать исключение элементов случайности в отношении отобранной пробы (загрязнение, застойность).

Необходимое для анализа количество воды зависит: а) от требуемой точности анализа; б) от степени минерализации воды и в) от назначения анализа. Чем выше требования к детальности и точности анализа, тем больше должен быть и объем пробы, причем слабоминерализованную воду нужно доставлять в лабораторию в относительно больших объемах, чем воды сильноминерализованные.

Для общего гидрохимического анализа количество воды должно соответствовать данным, приведенным в табл. IV-10.

Таблица IV-10

Количество воды, требуемое на общий анализ, л

Тип анализа	При минерализации		
	повышенной (сухой остаток > 1500 мг/л)	средней (сухой остаток от 1500 до 500 мг/л)	малой (сухой остаток <500 мг/л)
Полный	1,0	1,5	2,0
Сокращенный	0,5	1,0	1,5
Полевой	0,25	0,5	0,5

Количество воды, необходимое для определения тех или иных микрокомпонентов, различно и зависит от применяемой методики анализа.

Общие правила отбора проб. Одним из основных условий при взятии пробы воды является чистота бутылки и пробки. Лучше всего для укупорки применять пришлифованные стеклянные пробки, но можно пользоваться корковыми и резиновыми. Корковые пробки кипятят в дистиллированной воде, резиновые — в 1%-ном растворе Na_2CO_3, затем промывают водой, 1%-ным раствором HCl и ополаскивают несколько раз дистиллированной водой. Бутылки перед заполнением и пробки перед укупоркой ополаскивают отбираемой водой не менее трех раз. Перед окончательным заполнением бутылки желательно пропустить через нее несколько объемов отбираемой воды при помощи трубки, опущенной до дна бутылки.

Для укупорки пробы, предназначенной для определения микрокомпонентов, лучше всего применять корковые пробки, так как резиновые могут содержать цинк, сурьму и другие элементы, способные переходить в раствор. Однако в случае необходимости использования резиновых пробок их обрабатывают двукрат-

ным кипячением в 5%-ной HCl в течение 20—30 мин (каждый раз в новой порции кислоты), затем кипятят в 5%-ном растворе соды в течение 5—10 мин и промывают дистиллированной водой. Подготовленные таким образом пробки обрабатывают парафином. Для этого их высушивают на воздухе, опускают на одну минуту в расплавленный парафин и раскладывают для охлаждения на фильтровальной бумаге.

Укупорка должна быть герметической. Однако заливать пробки сверху сургучом, менделеевской замазкой и т. п. можно лишь у проб, предназначенных для общего химического анализа (лучше всего пользоваться смесью 80—90% парафина и 10—20% канифоли). При отборе проб воды на микрокомпоненты заливать пробки не рекомендуется ввиду возможности внесения загрязнений при вскрытии пробы. Если вода должна долго храниться, ее консервируют добавлением 2 мл хлороформа на 1 л воды.

При отборе проб рассолов отделяют муть и кристаллы солей, находящихся во взвешенном состоянии, пропуская рассол на месте взятия пробы через сухой фильтр. Эта операция дает уверенность в том, что соли, выделившиеся при хранении пробы рассола, связаны только с жидкой фазой.

На каждую пробу графитовым карандашом составляют паспорт в двух экземплярах. Один паспорт наклеивают на бутылку, другой привязывают к ее горлышку. В полевой книжке отмечают водопункты, из которых взяты пробы воды для анализа.

Способы отбора проб воды. Пробу воды из источников и открытых водоемов при небольшой глубине взятия (0,5—1 м) отбирают непосредственно в бутылку без всяких приспособлений. Необходимо следить за тем, чтобы в отбираемую пробу не попадали механические примеси. Перед взятием проб из эксплуатирующихся колодцев воду откачивают.

Отбор пробы с поверхности и с глубин, не превосходящих 12—15 м, можно произвести при помощи псевдобатометра Верещагина [14]. Перед взятием проб из самоизливающихся скважин, оборудованных краном, необходимо спустить воду, находящуюся в трубе. Перед взятием проб из несамоизливающихся и неэксплуатируемых скважин следует откачать воду примерно в два объема водяного столба скважины. Для взятия проб из глубоких скважин предложено несколько типов специальных приборов (см. гл. XI, т. 2).

Отбор специальных проб воды. Проба для определения общего содержания двуокиси углерода и гидрокарбонат-иона. Во избежание потерь двуокиси углерода и гидрокарбонат-иона на месте взятия пробы воды их переводят в нерастворимый карбонат бария, что достигается прибавлением к воде насыщенного раствора гидроокиси бария:

$$Ba(OH)_2 + H_2O + CO_2 = \underset{\downarrow}{BaCO_3} + 2H_2O;$$

$$Ba(OH)_2 + Ca(HCO_3)_2 = \underset{\downarrow}{BaCO_3} + \underset{\downarrow}{CaCO_3} + 2H_2O.$$

Пробы воды для определения общего содержания двуокиси углерода и гидрокарбонат-иона берут в колбы емкостью 300—500 мл, с метками на 150 мл, с хорошо пригнанными резиновыми пробками (колбы должны подходить к прибору для определения общего количества CO_2 и HCO_3^-). С помощью резиновой груши в течение 2—3 мин продувают через колбы воздух, предварительно очищенный от углекислого газа при помощи натронной извести. Затем в каждую колбу быстро приливают до 50 мл насыщенного раствора гидроокиси бария, содержащего 5 г $BaCl_2$, после чего их плотно закупоривают.

Прибавляемый в колбы раствор должен быть прозрачным; если же он помутнеет, то необходимо зарядку колбы раствором повторить. Колбы с раствором, плотно закрытые резиновыми пробками, взвешивают на технических весах с точностью 0,2 г и в таком виде отправляют на место взятия пробы. На месте набирают воду в колбы немного ниже метки 150 мл и плотно закрывают пробками. Анализ осадка производят в стационарной лаборатории.

На одно определение следует брать две пробы. Для раздельного определения двуокиси углерода и гидрокарбонат-иона необходимо, в случае если не отобрана

проба на общий анализ, взять отдельную пробу без добавления раствора гидроокиси бария.

Проба для определения агрессивной двуокиси углерода. Агрессивная двуокись углерода способна растворять карбонат кальция. При прибавлении карбоната кальция к воде, содержащей агрессивную двуокись углерода, происходит увеличение щелочности:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O = Ca(HCO_3)_2.$$

Пробу воды для направления в лабораторию отбирают в чистую сухую бутылку емкостью 250 мл с хорошо подобранной резиновой пробкой. В бутылку всыпают 2—3 г химически чистого $CaCO_3$. Одновременно отбирают пробу воды без добавления карбоната кальция для определения иона HCO_3^-.

Проба для определения SO_4^{2-} и $H_2S + HS^-$ в сероводородных водах. Вместе со свободным сероводородом в сероводородных водах содержится гидросульфид-ион HS^- и сульфат-ион SO_4^{2-}. Так как сероводород и гидросульфид-ион окисляются до сульфат-иона, то для их количественного определения необходимо брать специальную пробу.

Принцип способа забора пробы основан на связывании сероводорода и сульфидной серы в форме сульфида кадмия:

$$Cd(CH_3COO)_2 + H_2S = CdS + 2CH_3COOH.$$

Сульфат-ион при этом остается в растворе. Содержание суммы $H_2S + HS^-$ может быть определено в лаборатории разложением сульфида кадмия.

Для отбора пробы взвешивают пустые склянки емкостью 500—800 мл, наливают в каждую по 100 мл раствора $Cd(CH_3COO)_2$ и снова взвешивают. Затем склянки закрывают разиновыми пробками и отправляют на место взятия пробы. В каждую склянку с раствором кадмия набирают по 250—500 мл испытуемой воды.

Проба для определения железа. В природных водах соли закисного железа легко окисляются кислородом воздуха и выпадают в осадок в виде гидрата окиси

$$Fe(HCO_3)_2 + 2HOH = Fe(OH)_2 + 2H_2CO_3;$$

$$4Fe(OH)_2 + 2HOH + O_2 = 4Fe(OH)_3.$$

Для определения железа необходимо взять на месте специальную пробу, в которой железо будет стабилизировано. Для пресных вод стабилизация ионов железа осуществляется прибавлением 3—5 мл ацетатного буферного раствора (с pH $\approx$ $\approx$ 4) на каждые 100 мл воды, что позволяет в дальнейшем определить различные формы железа, содержащиеся в исследуемой воде. Для стабилизации железа в кислых купоросных водах к 1 л анализируемой воды прибавляют 10 мл H_2SO_4 (1 : 1) и 1 — 1,5 г $(NH_4)_2SO_4$.

Проба воды должна быть прозрачна; если вода непрозрачна, ее необходимо отфильтровать и только после этого прибавлять реактив для стабилизации железа.

Проба для определения растворенного кислорода. Проба берется в объеме 150—300 мл в калиброванные склянки с притертыми пробками. Калибрование производится путем взвешивания пустой склянки и склянки с дистиллированной водой. Склянку наполняют так, чтобы вода перелилась через край. Сразу же после этого в отобранную пробу воды прибавляют пипеткой, погружая конец ее до дна склянки, 1 мл раствора $MnCl_2$ и 1 мл раствора NaOH с KI. К пробам жестких вод (свыше 7 мг-экв ионов кальция и магния в 1 л) прибавляют 3 мл раствора $MnCl_2$ и 3 мл раствора NaOH с KI. Затем быстро закрывают склянку пробкой, строго следя за тем, чтобы в склянке не осталось ни одного пузырька воздуха. Содержимое склянки тщательно перемешивают несколько раз.

Пробы для определения микрокомпонентов. При отборе проб соблюдаются следующие правила:

а) мутную воду предварительно фильтруют через плотный фильтр, при этом первые 0,5 л отфильтрованной воды отбрасывают;

б) все пробы воды, за исключением проб, предназначенных для определения урана, германия, молибдена, мышьяка, бора и галоидов, подкисляют соляной

кислотой. Для этого в бутылку с водой добавляют несколько капель 0,1%-ного раствора метилоранжа и 1,0 н. раствора соляной кислоты до розовой окраски;

в) если проба воды подкисляется в лаборатории, то в том случае, если она будет содержать осадок, следует осторожно слить сифоном прозрачную воду почти до конца, не взмучивая осадка. Затем к оставшемуся небольшому количеству воды в бутылке прибавить 5 мл 1,0 н. соляной кислоты для растворения выпавшего осадка и содержимое бутылки присоединить к отсифонированной воде.

§ 10. Жесткость воды

Жесткость воды обусловливается содержанием в ней солей кальция и магния. Жесткая вода плохо взмыливается, образует накипь в паровых котлах, непригодна для сахарной, кожевенной и многих других отраслей промышленности. Различают пять видов жесткости: общую, устранимую, постоянную, карбонатную, остаточную.

Общая жесткость обусловлена содержанием в воде всех солей кальция и магния — $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$, $MgCO_3$, $CaSO_4$, $MgSO_4$, $CaCl_2$, $MgCl_2$.

Устранимая (временная) и карбонатная жесткость вызывается наличием в воде одних и тех же гидрокарбонатных и карбонатных солей кальция и магния. Разница между ними заключается в том, что устранимая жесткость есть величина экспериментальная, показывающая, насколько уменьшилась общая жесткость после длительного кипячения пробы, а карбонатная жесткость является величиной расчетной, вычисляемой по количеству гидрокарбонат- и карбонат-ионов. Устранимая жесткость всегда меньше карбонатной. Карбонатная жесткость равна сумме миллиграмм-эквивалентов HCO_3^- + CO_3^{2-}; когда она оказывается больше, чем общая жесткость, ее считают равной общей жесткости. Неустранимая (постоянная) жесткость равна разности между общей жесткостью и устранимой.

Некарбонатная (остаточная) жесткость равна разности между общей жесткостью и карбонатной. Ранее жесткость воды в СССР выражалась в немецких градусах; при этом 1° принимался равным 10 мг CaO в 1 л воды. В настоящее время согласно ГОСТ 2761—57 и ГОСТ 2874—73 жесткость воды выражается в миллиграмм-эквивалентах Ca^{2+} и Mg^{2+}, содержащихся в 1 л воды. 1 мг-экв жесткости отвечает содержанию 20,04 мг/л Ca^{2+} плюс 12,16 мг/л Mg^{2+}.

В табл. IV-11 приводятся данные для пересчета различных единиц жесткости в миллиграмм-эквиваленты.

Таблица IV-11

Пересчет различных единиц жесткости

Единица измерения жесткости	мг-экв	Градус			
		немецкий	французский	английский	американский
Один миллиграмм-эквивалент в литре	1	2,804	5,005	3,511	50,045
Один градус:					
немецкий	0,35663	1	1,7848	1,2521	17,847
французский	0,19982	0,5603	1	0,7015	10
английский	0,28483	0,7987	1,42	1	14,255
американский	0,01998	0,0560	0,1	0,0702	1

О. А. Алёкин [1953 г.] разделяет природные воды по степени жесткости на пять групп:

	мг-экв	градусы немецкие
Очень мягкие	до 1,5	до 4,2
Мягкие	1,5—3,0	4,2—8,4
Умеренно жесткие	3,0—6,0	8,4—16,8
Жесткие	6,0—9,0	16,8—25,2
Очень жесткие	>9,0	>25,2

Для питьевых целей используются подземные воды с жесткостью до 7—20 мг-экв (~20—30°), а в ряде районов СССР и более жесткие воды. Кроме жесткости вода для питьевого водоснабжения должна отвечать показателям ГОСТ 2874—73, приведенным в гл. XXIII.

§ 11. Агрессивность воды

Агрессивностью воды называется ее способность разрушать различные сооружения. Различают следующие агрессивности воды: углекислотную, выщелачивающую, общекислотную, сульфатную, магнезиальную, кислородную.

Углекислотный вид агрессивности проявляется в разрушении бетона в результате растворения карбоната кальция под действием агрессивной угольной кислоты и может быть выражен уравнением

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \rightleftarrows Ca^{2+} + 2HCO_3^-.$$

Этот процесс обратим и вправо до конца не доходит, так как часть угольной кислоты остается после реакции в свободном состоянии. Это количество угольной кислоты называется равновесной углекислотой. Если содержание свободной угольной кислоты в воде окажется меньше, чем необходимо для равновесия, то из воды будет выделяться $CaCO_3$, т. е. реакция идет справа налево, пока не наступит равновесие. Если же содержание свободной угольной кислоты будет больше, чем необходимо для равновесия, то при соприкосновении такой воды с $CaCO_3$ происходит его растворение, т. е. реакция идет слева направо. Процесс растворения будет продолжаться до тех пор, пока не наступит равновесие. Та часть свободной угольной кислоты, которая при этом израсходуется на реакцию с карбонатом кальция, называется агрессивной углекислотой.

Из этого следует, что воды будут содержать агрессивную угольную кислоту тогда, когда содержание в ней свободной угольной кислоты будет больше, чем необходимо для равновесия с твердым углекислым кальцием.

Известные в литературе таблицы, графики и формулы для расчета содержания в воде агрессивной кислоты дают возможность получения лишь ориентировочных данных и только для слабоминерализованных вод.

Лучшим методом определения агрессивности воды по отношению к бетону является экспериментальный. Он основан на определении щелочности воды до и после ее взаимодействия с измельченным карбонатом кальция. Результаты выражают содержанием агрессивной угольной кислоты и количеством карбоната кальция, растворимым в 1 л исследуемой воды.

В нормах и технических условиях (Н114—54) предусматривается различное допустимое содержание агрессивной угольной кислоты в зависимости от количества HCO_3^- и общей минерализации, а также от условий, в которых происходит агрессия (толщина конструкции, коэффициент фильтрации, напор, сорт цемента). Максимальным содержанием агрессивной CO_2, допустимым при наиболее опасных условиях, является 3 мг/л, при наименее опасных — 8,3 мг/л.

Агрессивность выщелачивания происходит за счет растворения карбоната кальция и вымывания из бетона гидрата окиси кальция. Когда содержание HCO_3^- столь мало, что равновесное содержание CO_2 меньше того, которое должно быть в равновесии с CO_2 в атмосфере, данная вода всегда будет растворять карбонат кальция. Это происходит вследствие ненасыщенности воды ионами CO_3^{2-} и HCO_3^-. В зависимости от состава (сорта) цемента и условий, в которых находится сооружение, вода согласно нормам обладает выщелачивающей агрессивностью при минимальном содержании HCO_3^- от 0,4 до 1,5 мг-экв/л.

Общекислотный вид агрессивности связан с содержанием свободных водородных ионов. Вода будет обладать данным видом агрессии, если pH находится в пределах 5,0—6,8.

Сульфатный вид агрессивности имеет место при большом содержании ионов SO_4^{2-}, в результате чего в случае проникновения воды в тело бетона при кристаллизации образуются соли ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$, соль Деваля и др.), производящие вспучивание и разрушение бетона. По нормам принято, что вода

обладает сульфатной агрессией в зависимости от условий, в которых находится сооружение, и от содержания ионов хлора.

При применении сульфатостойких цементов агрессия воды имеет место при содержании в ней SO_4^{2-} от 4000 мг/л и более, а при обычных цементах — от 250 мг/л и выше.

Магнезиальный вид агрессии возникает при высоких содержаниях иона магния, предельно допустимое количество которого колеблется в зависимости от сортов цемента, условий и конструкции сооружения и от содержания SO_4^{2-} (от 750 мг/л и более). Сульфатная и магнезиальная агрессии устанавливаются по нормам или экспериментально — по изменению прочности в данной воде образцов, сделанных из определенных сортов цемента.

Кислородная агрессивность вызывается содержащимся в воде (растворенным) кислородом и проявляется преимущественно по отношению к металлическим конструкциям, и в частности к водопроводным трубам, в которых кислород образует ржавчину. Процесс окисления железа происходит по схеме

$$2Fe + O_2 = 2FeO; \quad 4FeO + O_2 = 2Fe_2O_3;$$

$$Fe_2O_3 + 3H_2O = 2Fe(OH)_3.$$

При совместном присутствии кислорода с углекислотой агрессивное действие первого повышается.

§ 12. Полевые гидрохимические лаборатории

Для выполнения полевого анализа воды сконструировано несколько полевых гидрохимических лабораторий, различающихся между собой по назначению и объему выполняемого анализа. *При пользовании полевыми лабораториями необходимо* учитывать скорость изменения физических свойств и химического состава воды и соблюдать такую последовательность определений: 1) температура, pH, запах, прозрачность, цвет; 2) двуокись углерода, сероводород, кислород; 3) железо закисное и окисное, нитрит, аммоний и нитрат-ионы; 4) карбонат- и гидрокарбонат-ионы; жесткость, кальций,- магний-, сульфат- и хлор-ионы.

В полевых гидрохимических лабораториях для определения pH, NH_4^+, Fe^{2+} Fe^{3+} и других компонентов широко используются колориметрические методы, при этом вместо стандартных растворов применяются стандартные окрашенные шкалы-светофильтры на прозрачной пленке.

Полевая лаборатория системы Резникова и Соколова для анализа воды в пеших маршрутах (МЛАВ) предназначена для определения физических свойств и химического состава воды при проведении рекогносцировочных гидрогеологических работ. Она удобна для использования в пеших маршрутах: размер 10×18×20 см, масса 2—2,5 кг. Лаборатория имеет две откидные крышки и небольшой съемный ящик для оборудования. В верхней откидной крышке хранится компаратор для колориметрических определений, полевой мутномер и пробирки для турбидиметрических определений.

Оборудование полевой лаборатории позволяет в течение 30—40 мин с помощью пробирочно-капельных, турбидиметрических и колориметрических методов выполнять ориентировочный анализ воды, состоящий из определений pH, Fe^{2+}, Fe^{+3}, NH_4^+, NO_2^-, NO_3^-, CO_3^{2-}, HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, общей и карбонатной жесткости, двуокиси углерода, сероводорода и кислорода. Наряду с химическим анализом определяют и физические свойства воды.

Полевая гидрохимическая лаборатория для общего анализа воды системы Резникова (ПЛАВ) предназначена для определения физических свойств и химического состава природных вод в полевых условиях при гидрогеологических, гидротехнических, геохимических и других работах. Лаборатория состоит из двух деревянных футляров: основного — размером 44×15×30 см и запасного — размером 30×20×32 см, содержащих набор реактивов и лабораторную аппаратуру. Масса основного футляра с реактивами около 10 кг, запасного — 25 кг. Реактивы, находящиеся

в основном футляре, позволяют выполнить 40—50 анализов. Количество реактивов, содержащихся в запасном футляре, рассчитано на 140—150 анализов.

С помощью лаборатории ПЛАВ можно достаточно точно выполнить анализы, позволяющие классифицировать природные воды, изучить динамику их солевого состава и дать их техническую, хозяйственно-бытовую и санитарную оценку (табл. IV-12).

Таблица IV-12

Перечень определений и методов анализа, выполняемых с помощью лаборатории системы Резникова типа 1959 г.

Определение	*Метод определения*
Концентрация водородных ионов pH	Колориметрический — с универсальным индикатором
Свободная двуокись углерода $CO_{2\ св}$	Объемный — титрование воды 0,1 н. раствором NaOH
Агрессивная двуокись углерода $CO_{2\ агр}$	Объемный — определение щелочности до и после взаимодействия воды с карбонатом кальция
Железо закисное Fe^{2+}	Колориметрический — с красной кровяной солью
Железо окисное Fe^{3+}	Колориметрический — с 10%-ным раствором KCNS
Сумма закисного и окисного железа $Fe^{2+} + Fe^{3+}$	То же
Аммоний-ион NH_4^+	Колориметрический — с реактивом Несслера
Нитрит-ион NO_2^-	Колориметрический — с сухим реактивом Грисса
Нитрат-ион NO_3^-	Колориметрический, основанный на восстановлении NO_3^- до NH_4^+
Карбонат-ион CO^{2-}	Объемный — титрование воды 0,1 н. раствором HCl с фенолфталеином
Гидрокарбонат-ион HCO_3^-	Объемный — титрование воды 0,1 н. раствором HCl с метилоранжем
Кальций-ион Ca^{2+}	Объемный — трилонометрический
Магний-ион Mg^{2+}	Объемный — трилонометрический; путем расчета
Общая жесткость	Объемный — трилонометрический
Карбонатная жесткость	Путем расчета
Сульфат-ион SO_4^{2-}	Турбидиметрический; объемный — трилонометрический
Хлор-ион Cl^-	Объемный — аргентометрический с индикатором хроматом калия
Натрий-ион Na^+	Путем расчета
Сумма минеральных веществ	То же

Полевая лаборатория системы Резникова для определения неустойчивых компонентов предназначена для количественного определения в природных водах растворенных газов и pH (табл. IV-13). Размер лаборатории 32×24×15 см, масса около 8 кг. Пользуясь лабораторией, можно выполнять анализ непосредственно у водоисточника, что особенно важно для точного определения растворенных газов при режимных исследованиях.

Полевая лаборатория системы Резникова и Муликовской для определения специфических компонентов нефтяных вод (ЛНВ) предназначена для количественного определения ионов брома и иода, борной и нафтеновых кислот (табл. IV-14). Лабора-

Таблица IV-13

Перечень определений и методов анализа, выполняемых с помощью лаборатории системы Резникова, предназначенных для определения неустойчивых компонентов

Определение	Метод анализа
pH	Колориметрический — с несколькими индикаторами, в пределах значений pH = 4÷9, со шкалой стандартных растворов в запаянных пробирках. Погрешность определения — 0,1
Двуокись углерода	Объемный — титрование 0,1 н. раствором Na_2CO_3
Сероводород	Объемный — иодометрический
Кислород	То же

Таблица IV-14

Перечень определений и методы анализов, выполняемых с помощью лаборатории системы Резникова и Муликовской

Определение	Метод анализа
Бром	Объемный — гипохлоритный
Иод	То же
Борная кислота	Колориметрический — с кармином; объемный — с маннитом
Нафтеновые кислоты	Турбидиметрический

Таблица IV-15

Перечень определений и методов анализа, выполняемых с помощью лаборатории системы Медведева и Соколова

Определение	Метод анализа
pH	Колориметрический — с применением индикаторной бумаги, погрешность 0,5
Ион SO_4^{2-}	Турбидиметрический — при содержании не менее 75 мг/л
Медь	Колориметрический — с диэтилдитиокарбонатом
Цинк	Колориметрический — дитизоновый
Молибден	Колориметрический — роданидный
Мышьяк	Колориметрический, основанный на взаимодействии мышьяковистого водорода с двухвалентной ртутью
Свинец	Колориметрический — плюмбоновый
Ртуть	Колориметрический — дитизоновый

тория состоит из двух деревянных футляров: основного размером 23×48×30 см и запасного размером 40×20×33 см. В откидной крышке основного футляра хранятся в гнездах необходимые для работы пипетки, маленькие воронки, прибор для определения брома, стаканчики, воронки и штатив для пробирок. В футляр вкладываются четыре ящика, вынимающиеся из него во время работы. В каждом из них хранятся необходимые реактивы и аппаратура, закрепленная таким образом, чтобы предохранить ее от поломок во время перевозки. Масса основного футляра с аппаратурой и реактивами 8 кг, запасного — 15 кг. Находящиеся реактивы позволяют выполнить 400 анализов.

Полевая лаборатория для гидрохимических поисков рудных месторождений системы Медведева и Соколова (ГХП-2) предназначена для широкого комплекса работ при *гидрохимических поисках* сульфидных рудных месторождений; позволяет выполнять одновременно 10 анализов. Используется на базах геологических партий. В лаборатории имеется оборудование, позволяющее получать сухие остатки природных вод для спектрального анализа. Лаборатория снабжена также деминерализатором, наполненным катионитом, позволяющим очищать дистиллированную воду от микрокомпонентов. Лаборатория состоит из трех основных футляров, каждый из которых имеет свое назначение (футляр для отбора проб и получения сухих остатков, футляр для определения микрокомпонентов и футляр с общим оборудованием), и двух запасных футляров с запасным оборудованием и реактивами. Кроме того, имеется тарный ящик с запасом полиэтиленовых склянок для отбора проб и другим имуществом и с *деминерализатором. Масса футляров от* 10 до 20 кг, масса тарного ящика 40 кг и деминерализатора 3 кг. В табл. IV-15 дан перечень определений и методов анализа воды.

Полевая лаборатория системы Резникова и Муликовской для определения урана в природных водах предназначена для количественного определения урана люминесцентным и колориметрическим методами при поисковых, разведочных, гидрогеологических и других работах. Масса лаборатории 8—10 кг. Люминесцентный метод позволяет определить уран при работе со 100 мл воды, когда он содержится в количестве $1 \cdot 10^{-6}$ г/л; при работе с 1 л воды — до $1 \cdot 10^{-7}$ г/л. Колориметрический метод позволяет определить уран при работе с 1 л воды с концентрацией от $5 \cdot 10^{-6}$ г/л урана и выше. Погрешность определения 25%. Количество реактивов, содержащихся в лаборатории, рассчитано на 700—800 определений урана.

ГЛАВА V

КЛАССИФИКАЦИЯ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

§ 1. Классификация подземных вод

Разработкой классификаций *подземных вод занимались многие советские и* зарубежные ученые. Ими в разное время предложены различные классификации подземных вод, построенные по одному или нескольким признакам, характеризующим *или только химические* особенности подземных вод, или другие стороны их существования и свойства (происхождение, условия залегания, гидравлические свойства, режим движения, температуру). В связи с этим существующие классификации подземных вод можно объединить в три основные группы.

1. Химические классификации природных, в том числе и подземных вод (включая минеральные и нефтяные воды), В. И. Вернадского [1929, 1932, 1933, 1934, 1936 гг.], Ч. Пальмера [1911 г.], В. А. Александрова [1932 г.], Н. Н. Славянова [1933 г.], С. А. Щукарева [1934 г.], *Н. И. Толстихина [1936, 1937 гг.],* Г. А. Максимовича [1944 г.], О. А. Алёкина [1946, 1953, 1970 гг.], В. А. Сулина

[1946 г.], А. М. Овчинникова [1947, 1955 гг.], И. К. Зайцева [1958 г.], В. В. Иванова, Г. А. Невраева [1964 г.], М. Е. Альтовского и В. М. Швеца [1956 г.], Н. И. Толстихина, Е. В. Посохова [1977 г.] и других.

2. Общие классификации подземных вод по происхождению, условиям залегания или по происхождению и другим признакам, предложенные Штейером [1907 г.], О. Э. Мейнцером [1923 г.], М. Канавари [1928 г.], А. М. Жирмунским и А. А. Козыревым [1928, 1929 гг.], Б. Л. Личковым [1929, 1954 гг.], О. К. Ланге [1933, 1938, 1950, 1969 гг.], В. С. Ильиным [1933 г.], Н. Н. Славяновым [1933, 1935 гг.], Ф. П. Саваренским [1935, 1939 гг.], Г. Н. Каменским [1947 г.], Г. А. Максимовичем [1948 г.], И. К. Зайцевым [1948, 1956, 1961 гг.], А. М. Овчинниковым [1949 г.], А. Н. Семихатовым [1954 г.], Н. И. Толстихиным [1954, 1956, 1959 гг.], П. П. Климентовым [1955 г.], С. В. Троянским [1956 г.], М. Е. Альтовским [1958 г.], А. М. Овчинниковым и П. П. Климентовым [1962 г.], П. П. Климентовым, Г. Я. Богдановым [1977 г.] и др.

3. Частные классификации некоторых авторов, объединенные с общими и разработанные по одному или нескольким признакам Н. И. Толстихиным [1933, 1940, 1941 гг.] для подземных вод области многолетней мерзлоты, А. И. Дзенс-Литовским [1940, 1945, 1948, 1955 гг.] для вод соляных месторождений, А. М. Овчинниковым [1949 г.] и С. В. Троянским [1956 г.] для вод районов молодого вулканизма, А. Н. Токаревым [1956 г.] для радиоактивных вод, Н. И. Плотниковым, М. В. Сыроватко и Д. И. Щеголевым [85] для подземных вод рудных месторождений, Н. И. Плотниковым [83] для подземных вод, используемых при водоснабжении.

Несмотря на большое число классификаций, единой классификации, отражающей все свойства и признаки подземных вод, в настоящее время нет. Это объясняется большой трудностью создания ее, обусловленной множеством естественных и искусственных факторов, оказывающих влияние на подземные воды; большим разнообразием геологических условий залегания подземных вод; постоянным и разнообразным их движением (фильтрация, диффузия, миграция в связи с переходом воды из одного фазового состояния в другое и т. д.), приводящим к видоизменению и непрерывному обновлению подземных вод, а также и тем, что еще окончательно не разработана гидрогеологическая терминология, вследствие чего в некоторых случаях одни и те же подземные воды различными исследователями называются по-разному.

В большинстве общих классификаций подземные воды разделяются на типы и виды по происхождению, условиям залегания и характеру вмещающих воду горных пород, гидравлическим свойствам, режиму движения, климатической зональности, температуре, минерализации и другим признакам.

По происхождению подземные воды разделяются на пять видов: инфильтрационные, конденсационные, седиментационные, органического происхождения и глубинного происхождения.

Инфильтрационные (вадозные) воды образуются за счет инфильтрации и инфлюации атмосферных и поверхностных вод в проницаемые осадочные, метаморфические и магматические горные породы. Инфильтрация атмосферных осадков называется наземной (субаэральной), инфильтрация вод морей, озер, водохранилищ, рек — подводной (субаквальной), причем та и другая разделяются на древнюю и современную. Инфильтрационное происхождение имеют многие подземные воды земной коры — грунтовые, артезианские, трещинные и карстовые.

Конденсационные воды образуются за счет конденсации водяного пара, содержащегося в порах, пустотах и трещинах горных пород, всюду, где водяной пар перемещается под влиянием разности упругости его при различных температурных условиях почвы и горных пород. Исследованиями последних лет установлено, что эти воды в отдельных районах СССР, характеризуемых резко-континентальным климатом, имеют существенное значение в общем балансе подземных вод.

Седиментационные воды образуются за счет вод тех бассейнов, в которых происходил процесс осадконакопления. Воды илистых или илисто-глинистых осадков частично пошли на образование физически связанной воды, частично же под влиянием последующего уплотнения осадков в процессе лито-

генеза отжимались в проницаемые горные породы, формируя в них водоносные горизонты с гравитационной водой. Седиментационные воды залегают в глубоких частях закрытых гидрогеологических и нефтегазоносных структур. Когда горизонты с седиментационной водой вскрываются денудацией, тогда из них седиментационная вода начинает вытесняться инфильтрационной водой, что приводит к образованию подземных вод смешанного типа.

Воды органического происхождения образуются за счет распада органических веществ, содержащихся в илисто-глинистых осадках, в процессе захоронения последних.

Воды глубинного происхождения, или ювенильные, — магматогенные воды глубоких зон земной коры, не участвующие до появления их на поверхности Земли в общем круговороте воды в природе.

По О. К. Ланге [57], ювенильные воды образуются тремя путями: 1) при выделении из магмы диссоциированных газов водорода и кислорода, которые в дальнейшем образуют воду (ювенильные синтетические воды); 2) при выделении из магмы паров воды, формирующих в более верхних зонах земной коры конденсационную воду (ювенильные конденсационные воды); 3) при выделении в глубоких частях земной коры воды из минеральных масс, содержащих кристаллизационную воду (ювенильные дегидратационные воды).

Необходимо отметить, что инфильтрационные, конденсационные, седиментационные и ювенильные воды при своем движении в горных породах, слагающих земную кору, могут смешиваться в различных соотношениях, образуя во многих случаях смешанные по происхождению воды.

Смешивание вод, взаимодействие их с почвами, горными породами, атмосферой, гидросферой, а также магматические, биохимические, радиоактивные, физико-химические и другие процессы, постоянно протекающие в земной коре, обусловливают формирование того или иного типа подземных вод и их химического состава и физических свойств.

Г. Н. Каменский [32] в формировании подземных вод земной коры выделяет три генетических цикла:

1) инфильтрационный, или континентальный, связанный с инфильтрацией атмосферных вод, с комплексом геохимических процессов, происходящих в верхней зоне земной коры;

2) морской, или осадочный, связанный с проникновением морских вод в процессе осадкообразования и в дальнейшем с процессами диагенеза осадков и метаморфизации заключенных в них вод;

3) метаморфический и магматический, к которым относятся процессы формирования глубинных вод, связанные с термальным, динамическим и региональным метаморфизмом и магматическими процессами.

К последним циклам относится формирование глубинных гидротерм, заключающих в себе ювенильные воды, образовавшиеся из горных пород под влиянием процессов метаморфизации.

Ведущими процессами в первом цикле являются инфильтрация и инфлюация атмосферных и поверхностных вод в глубь Земли через пористые и трещиноватые горные породы, а также конденсация водяных паров.

В различных геологических физико-географических условиях в зависимости от направления генетических процессов инфильтрационного цикла могут формироваться следующие типы подземных вод.

I тип. Грунтовые воды выщелачивания, формирующиеся в результате интенсивного развития процессов инфильтрации, что имеет место в условиях достаточно влажного климата.

II тип. Грунтовые воды континентального засоления, формирующиеся в засушливых степных и пустынных районах под влиянием интенсивного испарения и процессов взаимодействия атмосферных вод с засоленными почвами.

III тип. Артезианские воды выщелачивания, или воды глубокой циркуляции, включающие два подтипа: 1) воды артезианских бассейнов в широких впадинах платформы, характеризующиеся малыми скоростями и длительными путями циркуляции, обусловленными значительной протяженностью бассейнов и относительно небольшими превышениями областей питания над областями стока; 2) воды глубокой циркуляции в тектонических структурах горно-складчатых

областей, характеризующиеся относительно интенсивной циркуляцией и сопровождающиеся иногда выходом восходящих термальных источников.

Заметим, что эти положения Г. Н. Каменского почти полностью объясняют существование в природе всех перечисленных выше типов подземных вод по их происхождению.

Кроме генетических циклов подземных вод Г. Н. Каменского при изучении условий формирования подземных вод выделяют гидрогеологические циклы. Под циклом А. А. Карцев [38, 40] понимает определенный период гидрогеологической истории района или области *, начинающийся с трансгрессии, осадконакопления и образования седиментационных вод, включающий этап последующей регрессии, денудации и инфильтрации и заканчивающийся новой трансгрессией и прекращением инфильтрации.

Из данного определения следует, что каждый гидрогеологический цикл включает в себя два взаимосвязанных этапа: седиментационный и инфильтрационный. Первый этап продолжается до подъема суши в изучаемых районе или области, а следовательно, до начала регрессии моря и денудации водоносных горных пород. В течение этого этапа формируются седиментационные воды. Вслед за седиментационным этапом наступает инфильтрационный, когда образуются инфильтрационные воды, постепенно вытесняющие и замещающие седиментационные воды, что приводит к формированию подземных вод инфильтрационного и смешанного типа.

Вполне очевидно, что в ходе геологического развития района или области могут иметь место несколько гидрогеологических циклов, сменяющих друг друга. Поэтому инфильтрационные воды каждого нового цикла будут вытеснять как седиментационные воды данного цикла, так и более древние седиментационные и инфильтрационные воды предыдущего цикла, а иногда и воды глубинного происхождения. Более того, если в одном и том же районе одни участки земной коры будут погружаться, другие, наоборот, подниматься, то в изучаемом районе в одно и то же время будут наблюдаться разные этапы цикла; на одних участках — седиментационный, на других — инфильтрационный. Последнее вместе со сменой циклов во времени определяет большую сложность формирования подземных вод в конкретно рассматриваемом районе или области.

С каждым этапом гидрогеологического цикла связан соответствующий ему водообмен — седиментационный или инфильтрационный. При седиментационном водообмене сингенетичные воды проницаемых пород под влиянием уплотнения заменяются водами, выжимаемыми из глин. При инфильтрационном водообмене седиментационные воды уже за счет гидростатических напоров и градиентов замещаются инфильтрационными водами. В последующие гидрогеологические циклы водообмен значительно усложняется, так как новые инфильтрационные воды постепенно будут замещать более древние седиментационные, смешанные и инфильтрационные.

Естественно, что за то или иное время гравитационная вода в пласте при водообмене может полностью обновиться. Этот период называют циклом водообмена, показателем продолжительности которого является коэффициент водообмена, определяемый по формуле

$$K_0 = q/Q, \qquad \text{(V-1)}$$

где K_0 — коэффициент водообмена, 1/год; q — годовой расход подземного потока для данного пласта, м³/год; Q — количество гравитационной воды в пласте, м³.

Так как годовой расход подземного потока зависит от фильтрационных свойств горных пород, слагающих пласт, глубины залегания пласта, близости или удаленности областей его питания и стока, градиента давления, вязкости воды, зависящей от температуры пласта, значения коэффициента водообмена могут колебаться в широких пределах — от долей единицы до единицы.

При K_0, равном единице, в пласте будет содержаться вода инфильтрационного происхождения, тогда как при K_0, меньшем единицы, пласт может быть на-

---

* Определение продолжительности гидрогеологического цикла во времени может быть произведено на основе изучения геологической истории и анализа геолого-структурного и литолого-фациального строения разреза изучаемого района или области.

сыщен смешанной инфильтрационно-седиментационной водой данного и предыдущих гидрогеологических циклов.

Заметим, что первый случай характерен для водоносных горизонтов и комплексов, залегающих в зоне весьма интенсивного водообмена и находящихся в сфере дренирующего влияния современной гидрографической сети; второй — для горизонтов и комплексов зон затрудненного и особенно весьма затрудненного водообмена земной коры, развитых ниже местного и общего базисов эрозии.

Подробно вопросы формирования подземных вод рассматриваются в работах Ф. П. Саваренского [92, 93], Г. Н. Каменского, М. М. Толстихиной, Н. И. Толстихина [36], И. К. Зайцева [27], П. П. Климентова [41], А. М. Овчинникова [73], А. Е. Ходькова, Г. Ю. Валукониса [112], Е. В. Пинникера [80], О. К. Ланге [50], Е. В. Посохова [87], Р. де Уиста [9], М. В. Седенко [95], Г. М. Сухарева [101], А. А. Карцева [40], Л. Н. Капченко [37], Г. В. Богомолова [5], К. В. Филатова [111], Е. В. Пинникера [111], П. П. Климентова, Г. Я. Богданова [47] и др. Описание основных закономерностей формирования подземных вод гидрогеологических областей платформ (Русской, Западно-Сибирской, Восточно-Сибирской, Туранской плиты, Арктических островов) и горно-складчатых областей (Карпатской, Крымско-Кавказской, Копедагской, Камчатско-Курильской, Верхояно-Чукотской, Корякской, Сахалинской, Тимано-Уральской, Тянь-Шаньско-Джунгаро-Памирской, Центральноказахстанской, Саяно-Алтайско-Енисейской, Восточно-Сибирской, складчатых областей Дальнего Востока и Таймырской) дается в сводном томе, вып. 1 «Гидрогеология СССР» [16] и в 45 томах «Гидрогеология СССР», опубликованных в 1964—1972 гг.

По условиям залегания и характеру вмещающих воду горных пород подземные воды можно разделить на следующие виды:

1) поровые воды, залегающие и циркулирующие в почвенных горизонтах и различных по генезису, гранулометрии и минералогическому составу рыхлых отложениях четвертичного покрова;

2) пластовые воды, залегающие и циркулирующие в пластах осадочных горных пород, подразделяемые на порово-пластовые и трещинно-пластовые;

3) трещинные воды, залегающие и циркулирующие в плотных осадочных, магматических и метаморфических горных породах, пронизанных трещинами выветривания;

4) трещинно-жильные воды, залегающие и циркулирующие в отдельных открытых тектонических трещинах и зонах тектонических нарушений.

По гидравлическим свойствам подземные воды делятся на напорные и безнапорные. В зависимости от климатических факторов, во многом обусловливающих режим подземных вод, т. е. изменение во времени производительности водоносных горизонтов, состава, температуры и уровня подземных вод, последние разделяют на зональные, азональные, интразональные.

К зональным относятся подземные воды, режим которых определяется климатом (воды верхних безнапорных и напорных водоносных горизонтов); к азональным — глубокие подземные воды, находящиеся как бы вне климатических зон земного шара; к интразональным — воды, встречаемые в любой климатической зоне, но имеющие свои специфические особенности, например почвенные воды, верховодка и др.

По температуре подземные воды, по О. А. Алёкину [1953 г.], разделяются на исключительно холодные (ниже 0° С), весьма холодные (0—4° С), холодные (4—20° С), теплые (20—37° С), горячие (37—42° С), весьма горячие (42—100° С) и исключительно горячие (более 100° С).

Общие классификации в большинстве своем построены на основе комплекса признаков, отражающих различные, но далеко не все свойства подземных вод в природе. Из числа общих здесь приводятся классификации Ф. П. Саваренского [1939 г.], А. М. Овчинникова [1949 г.] и Н. И. Толстихина [1954 г.]. Первые две классификации, особенно классификация Ф. П. Саваренского, наиболее широко используются при изучении подземных вод в самых различных целях, а классификационная схема Н. И. Толстихина значительно дополняет схемы В. И. Вернадского и Б. Л. Личкова в части разделения подземных вод глубоких зон земной коры и характеризуется своей универсальностью в отношении подразделения подземных вод, залегающих в зонах аэрации и насыщения.

Таблица V-1

Классификация подземных вод, по Ф. П. Саваренскому (1939 г.)

Характеристика	Типы вод				
	Почвенные, болотные, верховодка	Грунтовые	Карстовые	Артезианские	Жильные (трещинные)
Области питания и распространения	Совпадают (воды, близкие к поверхности)	Обычно совпадают (воды неглубокие)	Близкие (воды преимущественно неглубокие)	Не совпадают (воды преимущественно глубокие)	
Характер напора	Нисходящие ненапорные	Нисходящие, ненапорные, иногда с местным напором	Обычно нисходящие, ненапорные	Восходящие напорные, напор гидростатический	Восходящие, напор гидростатический
Характер движения потока	Ламинарный	Преимущественно ламинарный	Преимущественно турбулентный	Ламинарный в рыхлых породах и турбулентный в трещиноватых породах	Преимущественно турбулентный
Происхождение	Вадозные				Вадозные и ювенильные
Геологические условия залегания	Поверхностные образования	Поверхностные отложения и верхние слои коры выветривания	Известняки, доломиты и другие выщелачиваемые породы	Структуры осадочных пород (бассейны)	Преимущественно зоны тектонической трещиноватости
Климатическая зональность	Интразональные	Зональные	Азональные		
Температура	Подвержена сезонным колебаниям		Обычно непостоянная	Повышающаяся с глубиной	
Геохимические зоны	Зоны выщелачивания и местами засоления		Зона выщелачивания	Зоны выщелачивания и цементации	Зона цементации
Химический состав	Пресные, местами засоленные		Пресные, обычно жесткие	Пресные, иногда минерализованные	Пресные и минерализованные

Схема классификации подземных вод по усло

Воды	Зоны	Подземные воды гидро	
		вне области распространения мерзлой зоны	
Земной коры	Аэрации	Почвенные воды	
		Верховодка	Трещинные и карстовые воды зоны нисходящего движения подземных вод
		Воды капиллярной каймы	
	Насыщения	Грунтовые воды Межпластовые ненапорные воды [58, 92, 96]	Трещинные и карстовые ненапорные воды зоны горизонтального движения вод
		Пластовые напорные воды артезианских бассейнов — артезианские воды	Трещинные и карстовые напорные воды зоны нисходяще-восходящего движения подземных вод
		Напорные трещинные воды фундамента артезианских бассейнов	Трещинные и карстовые напорные воды зоны наиболее глубокой миграции подземных вод
	Горячего пара	1. Горячие пары воды: а) глубоких частей артезиан тых областей 2. Горячие пары воды оболочки сиаль (гранит 3. Горячие пары воды оболочки сима (состава	
Подкоровых глубин и внутрикоровых магматических очагов	Пластичности	Подкоровые и магматические (внутренние) воды	

виям залегания, по Н. И. Толстихину [1954 г.]

геологических районов, находящихся		
в пределах области распространения мерзлой зоны		
Почвенные воды		
Надмерзлотные воды сезонных таликов	Межмерзлотные трещинные и карстовые воды зоны аэрации	Подмерзлотные трещинные и карстовые воды зоны аэрации
Воды капиллярной каймы		
Сезонных и многолетних надмерзлотных таликов	Межмерзлотных таликов	Подмерзлотных таликов
Надмерзлотные воды многолетних таликов: подрусловые, подозерные, конусов выноса, горных шлейфов и др.	—	—
—	Межмерзлотные ненапорные воды аллювиальных и других отложений (трещинные, карстовые)	Подмерзлотные ненапорные воды аллювиальных и других отложений; трещинные, карстовые и др.
—	Межмерзлотные напорные воды; пластовые артезианские; трещинные, карстовые; трещинно-жильные	Подмерзлотные напорные воды; пластовые артезианские; трещинные, карстовые; трещинно-жильные
—		Подмерзлотные напорные воды; артезианские; трещинные, карстовые; трещинно-жильные, зоны наиболее глубокой миграции подземных вод

ских бассейнов и подстилающего их фундамента, б) гидрогеологических складча-

ной).

основных и ультраосновных пород).

Таблица V-3

Схема подразделения подземных вод по условиям залегания, по А. М. Овчинникову (1955 г.)

Основные типы	Подтипы		Особые типы	
	Воды в пористых горных породах («поровые» воды)	Воды в трещиноватых горных породах (трещинные воды)	Воды районов многолетней мерзлоты	Воды районов молодого вулканизма
Верховодка	Почвенные, болотные, верховодка на линзах водоупорных пород	Воды коры выветривания трещиноватых горных пород	Воды деятельного слоя	Дериватные воды термальных источников
	Воды такыров и бугристых песков (в пустынях)	Воды верхнего (дренированного) этажа закарстованных массивов		Воды временно функционирующих фумарол в периоды увлажнения
	Воды песчаных массивов и дюн (на побережье морей)	Воды кровли лавовых потоков и туфобрекчий		
Грунтовые воды	Аллювиальные воды, воды делювиальных и озерных отложений	Трещинные грунтовые воды кровли коренных изверженных пород и основания лавовых потоков	Надмерзлотные воды	Воды повышенной температуры, обогащенные газами
	Воды древнеаллювиальных отложений	Пластово-трещинные и трещинно-пластовые воды осадочных отложений	Межмерзлотные воды	
	Воды флювиогляциальных отложений (над-, меж- и подморенных песчано-галечниковых накоплений)	Карстовые воды массивов карбонатных пород (а также гипсоносных и соленосных)		Воды небольших фумарол и гейзеров
Артезианские воды	Воды артезианских бассейнов (в моноклинально залегающих и выклинивающихся песчано-галечниковых свитах предгорных районов)	Воды артезианских бассейнов (в пластах, массивах и штоках трещиноватых горных пород)	Подмерзлотные воды	Газирующие термоминеральные (иногда горячие) воды, восходящие по тектоническим разрывам и контактам различных свит
		Воды артезианских склонов (в карбонатных и туфогенных толщах и массивах интрузивных пород)		Воды артезианских систем, осложненных внедрением изверженных масс, обогащенные специфическими (иногда редкими) элементами

Общие классификации, предложенные другими учеными, не имеют столь широкого распространения, как классификация Ф. П. Саваренского и А. М. Овчинникова, так как они являются или устаревшими, или недостаточно полными в отношении условий залегания подземных вод, или громоздкими, с большим количеством малоупотребительных терминов. Классификационная схема С. В. Троянского [1956 г.] не изменяет существа классификаций Ф. П. Саваренского и А. М. Овчинникова; она полностью построена на основе этих классификаций и отличается от них только тем, что карстовые воды в ней отнесены к особому типу подземных вод. Поздние классификации А. М. Овчинникова и П. П. Климентова [1962, 1977 гг.] построены также на основе классификаций Ф. П. Саваренского.

В табл. V-1—V-3 приводятся классификации подземных вод Ф. П. Саваренского, А. М. Овчинникова и Н. И. Толстихина. Кроме выделенных в табл. V-1—V-3 типов и видов подземных вод последние часто подразделяются по геолого-стратиграфическому признаку — в соответствии со стратиграфией развитых в районе осадочных, метаморфических и магматических пород.

В этом случае подземные воды называют по возрасту или происхождению вмещающих воду горных пород, например «воды кембрийских отложений», «воды юрских отложений», «воды пролювиальных отложений» и т. п. При этом всегда следует иметь в виду, что возраст пород не совпадает с возрастом подземных вод, так как последние находятся в постоянном движении, проявляющемся в самых различных формах.

§ 2. Воды зоны аэрации

Зона аэрации является самой верхней зоной земной коры, где происходит естественный газообмен почвенного воздуха, содержащегося в породе, пустотах, трещинах почв и горных пород, с атмосферным под влиянием колебания температуры почвенного и атмосферного воздуха, диффузии газов, изменения атмосферного давления, вытеснения почвенного воздуха атмосферными осадками при их инфильтрации или капиллярной водой в процессе ее капиллярного поднятия над уровнем грунтовых вод. Ограничивается зона аэрации уровнем грунтовых вод.

Воды зоны аэрации — залегают выше зоны насыщения горных пород, заключенной между поверхностью грунтовых вод и подстилающим их водоупорным слоем (рис. V-1). К ним относятся почвенные воды и верховодка. Под почвенными водами понимают приуроченные к почвенному слою воды, участвующие в питании корневой системы растений, имеющие связь с атмосферой и подстилающими их верховодкой и грунтовыми водами. В зависимости от типа почв, географического положения района, его климатических условий мощность почвенного слоя изменяется в широких пределах и может достигать 1,3—1,5 м и более. По цвету, структуре почвы, ее плотности в почвенном слое выделяются горизонты: перегнойно-гумусовый (A_1), элювиальный, или горизонт вымывания (A_2), иллювиальный, или горизонт вмывания (B), и почвообразующий (C), сложенный материнской горной породой. Мощности этих горизонтов для различных почв разные ($A_1 = 0{,}2 \div 0{,}7$ м; $A_2 = 0{,}2 \div 0{,}3$ м; $B = 0{,}2 \div 0{,}7$ м; C — мощность определяется происхождением почвообразующей горной породы, ее составом, структурой и т. д.).

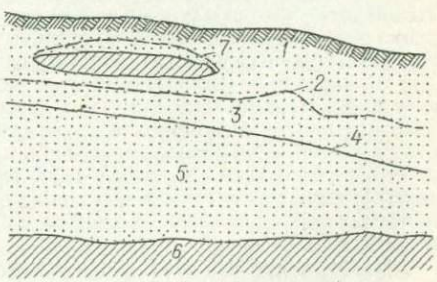


Рис. V-1. Схема залегания вод зоны аэрации.

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

В почвах, слагающих почвенный слой, как и в горных породах, содержатся прочно- и рыхлосвя-

занная, капиллярная и гравитационная воды. Гравитационная вода разделяется на временную и постоянную. Временная вода в почвах имеет место в период инфильтрации атмосферных осадков, снеготаяния, полива почв, при относительно глубоком залегании грунтовых вод; постоянная вода распространена в болотных и илистых почвах при близком залегании грунтовых вод от поверхности Земли. В питании растений главное значение имеют гравитационная и в основном капиллярная вода. Рыхлосвязанная вода плохо усваивается растениями. Прочносвязанная не усваивается ими совсем, так как она с почвенными частицами прочно связана молекулярными силами, значительно превосходящими силу всасывания влаги корневой системой растений (1—2 кгс/см²). Почвенные гравитационные и капиллярные воды обладают специфическими чертами, основными из которых являются следующие: 1) они приурочены к зоне аэрации; 2) обладают небольшими действительными скоростями движения (0,5—3,0 м/сутки); 3) движение их носит ламинарный характер, подчиняется закону Дарси; 4) участвуют в общем круговороте воды в природе; 5) в болотных и торфянистых почвах имеют застойный режим; 6) обладают своеобразным химическим составом, в них в высоких концентрациях содержатся кислоты органического происхождения (гуминовая, фульвиновая), придающие им желтый, желтоватый и даже черный и черно-бурый цвет *.

Почвенные воды оказывают большое влияние на формирование химического состава грунтовых вод. Это объясняется тем, что в почвах содержатся различные соли, коллоиды и газы. В почвах содержатся (в убывающем порядке): SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, K_2O, Na_2O, MgO, CaO; в карбонатных почвах много CaO, CO_2; в засоленных — Cl, SO_4, CaO, Na_2O, MgO.

При контакте инфильтрующихся в почву атмосферных осадков и поверхностных вод с высоким содержанием натрия последний может замениться кальцием, содержащимся в почве, и тогда пойдет так называемая обменная реакция:

$$2NaHCO_3 + Ca \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2 + 2Na,$$

вода из гидрокарбонатнонатриевой станет гидрокарбонатнокальциевой. Эта реакция является обратимой, характерной и для глубоких водоносных горизонтов артезианских бассейнов, предгорных депрессий, сложенных песчано-глинистыми отложениями, содержащими гидрослюды, монтмориллонит и каолин.

При близком залегании грунтовых вод имеют место избыточное увлажнение почвы, недостаточная ее аэрация, развиваются восстановительные процессы в почвах и их заболачивание. Испарение грунтовых вод в этом случае приводит к накоплению в почвах Ca, Mg, сульфатов, хлоридов Ca и Mg, Na, Fe и P. При глубоком залегании грунтовых вод почвенные воды выносят в грунтовые водоносные горизонты и верховодку различные соли, формируя тем самым химический состав грунтовых вод.

При гидрогеологических исследованиях почвенные воды, а также типы и состав почв изучаются в связи с осушением и орошением земель, а также при выяснении закономерностей режима грунтовых вод, или залегающих непосредственно под почвенными горизонтами, или отделенных от них верховодкой.

Верховодка — своеобразный тип подземной воды, которая образуется за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных вод, задержанных непроницаемыми или слабопроницаемыми выклинивающимися пластами или линзами, окруженными водопроницаемыми пористыми или трещиноватыми горными породами в зоне аэрации (см. рис. V-I). В гидрогеологических разрезах верховодка залегает выше уровня грунтовых вод на поверхности водоупорных или слабопроницаемых выклинивающихся пластов или линз, заключенных среди водопроницаемых горных пород.

На формирование верховодки существенное влияние оказывает рельеф местности. На крутых склонах, где осадки расходуются в основном на поверхностный сток и в незначительном количестве на инфильтрацию, верховодка отсутствует или существует весьма короткое время.

---

* Элементарный состав гуминовой кислоты, %: C = 52÷62; H = 3,0÷4,5; N = = 3,5÷4,5; O = 32÷39; фульвиновой: C = 44÷48; H = 4,0÷5,5; N = 1,5÷2,5; O = = 44÷48 [Минская С. М., Дроздова Т. В., 1964 г.].

На плоских водораздельных и степных пространствах с блюдцеобразными понижениями, а также на поверхности речных террас создаются благоприятные условия для формирования более устойчивой во времени верховодки, иногда с запасами воды, достаточными для сезонного хозяйственно-бытового водоснабжения, особенно весной и в летне-осеннее время, когда выпадает много осадков.

Отличительными признаками верховодки являются: 1) ограниченная площадь распространения, определяемая размерами непроницаемых линз; 2) резкие колебания уровня воды, состава и запасов ее в зависимости от климата района распространения верховодки; 3) легкая загрязняемость воды другими водами (почвенными, болотными, промышленными и пр.); 4) непригодность в подавляющем большинстве своем для постоянного водоснабжения; 5) своеобразие динамики верховодки — она может участвовать в питании грунтовых вод и может быть полностью израсходована на испарение.

Состав воды верховодки пестрый: в северных районах это пресные или слабоминерализованные воды с повышенным содержанием органических веществ, железа, кремнекислоты; в южных, где имеет место интенсивное испарение, — обычно минерализованные различного состава.

§ 3. Грунтовые воды

Формы залегания грунтовых вод. Грунтовые воды — подземные воды первого от поверхности постоянно действующего водоносного горизонта, залегающего на первом выдержанном по площади водоупорном пласте. Эти воды характеризуются рядом свойственных им признаков, из которых основными являются следующие.

1. В большинстве своем это безнапорные воды, имеющие свободную поверхность и непосредственную связь с атмосферой (давление на поверхности воды грунтовых водоносных горизонтов равно атмосферному). В предгорных равнинах и конусах выноса приобретают местный напор (см. грунтовые воды горных областей).

2. Области питания и распространения грунтовых вод преимущественно совпадают, причем основными источниками питания их являются атмосферные, поверхностные и конденсационные воды.

3. Грунтовые воды характеризуются своеобразным режимом во времени. Режим их, т. е. изменение во времени их запасов, уровня, химического и бактериального состава и физических свойств, определяется климатическими условиями районов распространения этих вод, физико-химическими и биохимическими процессами, протекающими в зоне аэрации и практической деятельности человека, связанной с созданием водохранилищ, карьеров, осушением территории и т. д.

4. Грунтовые воды наиболее доступны для практического использования, но в то же время и для загрязнения их болотными, промышленными, фекальными водами.

Грунтовые воды имеют повсеместное распространение на земном шаре и приурочены преимущественно к отложениям четвертичного покрова (аллювию речных долин, делювиальным, элювиальным, пролювиальным и флювиогляциальным образованиям) и зоне выветривания магматических, метаморфических и осадочных горных пород (см. § 4). В природе грунтовые воды в зависимости от геоморфологического и геологического строения местности образуют различные формы залегания, к которым относятся: 1) грунтовый поток; 2) грунтовый бассейн; 3) сочетание грунтового потока с грунтовыми бассейнами.

Грунтовый поток — безнапорный водоносный горизонт, движение воды в котором происходит под влиянием силы тяжести в направлении уклона поверхности (зеркала) грунтовых вод. Площадь распространения потока грунтовых вод называется бассейном стока этих вод.

Грунтовый бассейн — понижение в водоупорном ложе, выполненное водопроницаемыми породами, насыщенными водой, имеющей горизонтальную поверхность.

Бассейны грунтовых вод формируются в тех районах, где в водонепроницаемом ложе встречаются глубокие понижения, которые не могут быть переполнены

инфильтрационной и конденсационной водой. Если подобные понижения переполняются инфильтрационной и конденсационной водой, то может образоваться третья форма залегания грунтовых вод — сочетание грунтового потока с бассейнами. Нужно сказать, что в природных условиях трудно бывает провести границу между потоком и бассейнами, так как они очень тесно гидравлически связаны между собой и отличаются только скоростями движения воды (в потоке она больше, чем в бассейнах, при этом скорость с глубиной изменяется не скачкообразно, а постепенно).

Грунтовые воды потоков находятся в непрерывном движении: они под влиянием силы тяжести перемещаются от повышенных участков к пониженным. Грунтовые водоносные горизонты могут пересекаться отрицательными формами современного рельефа: оврагами, речными долинами, балками, озерными котловинами и т. п. При таком пересечении происходит разгрузка — выход грунтовых вод на поверхность в виде так называемых нисходящих источников (см. гл. VII). При движении грунтового потока к месту разгрузки уровень его постепенно понижается; образуется криволинейная поверхность, называемая депрессионной.

Карта поверхности грунтовых вод. При изучении грунтовых вод для водоснабжения, мелиорации, строительства различных сооружений и других целей особое внимание в комплексе гидрогеологических исследований уделяется определению глубины залегания этих вод от поверхности Земли. Глубина залегания поверхности грунтовых вод устанавливается путем непосредственного измерения уровня этих вод в различных водопунктах — скважинах, шурфах, колодцах, источниках — с помощью специальных приборов. Эти измерения производятся при эпизодических, сезонных и стационарных наблюдениях за уровнем вод.

Полученные уровни грунтовых вод пересчитываются в абсолютных или относительных отметках по формуле

$$H_в = H_з - h, \qquad (V\text{-}2)$$

где $H_в$ — абсолютная отметка уровня воды в данном пункте; $H_з$ — абсолютная отметка поверхности Земли в этом пункте; h — глубина залегания воды в данном пункте.

Отметки уровня воды наносят на топографическую основу того или иного масштаба, где по ним проводят горизонтали поверхности грунтовых вод, называемые гидроизогипсами. В зависимости от масштаба топографической основы, числа пунктов наблюдений за уровнем грунтовых вод, назначения карт гидроизогипс последние строят в различных масштабах с проведением их через 0,5, 1,0, 2,0 и 5,0 м.

По карте гидроизогипс решаются важные практические задачи, например, проектирование водоснабжения на базе грунтовых вод, разработка осушительных мероприятий, выбор площадок под промышленные или гражданские сооружения и т. п. По карте гидроизогипс определяют: 1) направление движения грунтовых вод на заданном участке путем проведения нормали к двум смежным гидроизогипсам; 2) уклон подземного потока на заданном участке путем деления сечения карты гидроизогипс на расстояние между двумя гидроизогипсами, взятое в масштабе карты; 3) взаимосвязь грунтовых вод с поверхностными по характеру сопряжения гидроизогипс с рекой; при этом в природе имеют место два основных случая — первый, когда грунтовые воды питают поверхностные (рис. V-2, *а*), а второй, когда поверхностные воды питают грунтовые (рис. V-2, *б*); 4) глубину залегания грунтовых вод в любом заданном пункте по разности отметок гидроизогипс и изогипс поверхности современного рельефа; 5) расход грунтового потока Q по формуле

$$Q = Kbhi, \qquad (V\text{-}3)$$

где K — коэффициент фильтрации горных пород, слагающих грунтовый водоносный горизонт, определяемый по результатам откачки из скважин, колодцев или шурфов, b — ширина полосы грунтового потока; h — средняя мощность грунтового потока в пределах выделенной полосы; i — уклон грунтового потока, определяемый по карте гидроизогипс.

Так как уровень грунтовых вод колеблется во времени в зависимости от изменения климатических, гидрологических и других факторов, то карты гидроизо-

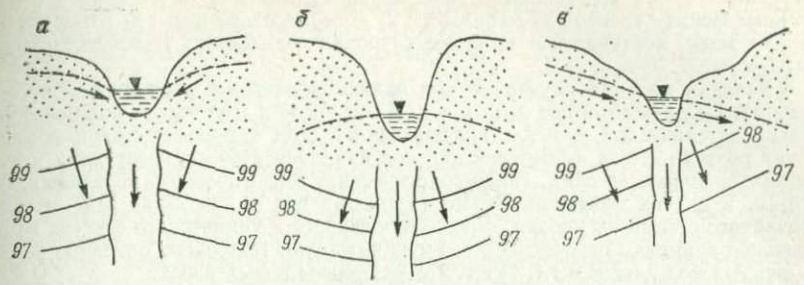


Рис. V-2. Схема связи грунтовых вод с поверхностными.

а — река дренирует грунтовые воды; *б* — река питает грунтовые воды; *в* — река питает и дренирует грунтовые воды.

гипс составляют на определенную дату измерения уровней воды в водопунктах; причем по данным стационарных наблюдений за уровнем грунтовых вод иногда составляют карты гидроизогипс, отвечающие максимальному и минимальному положению поверхности грунтовых вод в исследуемом районе. Поверхность грунтовых вод в несколько сглаженном виде повторяет рельеф земной поверхности и только в отдельных местах (речные долины, овраги и т. п.) возможны отклонения от этой закономерности.

Глубина залегания грунтовых вод различная. В речных долинах, оврагах и других отрицательных формах современного рельефа грунтовые воды залегают сравнительно неглубоко от поверхности и часто выходят на поверхность в виде нисходящих источников и мочажин. На водораздельных пространствах глубина залегания грунтовых вод может достигать десятков метров при отметках уровня воды, более высоких, чем в отрицательных формах рельефа, что и обусловливает движение грунтовых вод от возвышенностей к понижениям.

Кроме рек, озер, водохранилищ и морей во многих районах СССР грунтовые воды бывают связаны с болотными водами. Изучение болотных вод при гидрогеологических исследованиях производится в связи с осушением заболоченных территорий, правильный выбор способов которого во многом зависит от происхождения болот, условий их питания, связи их с грунтовыми водами и т. п.

По условиям питания болота разделяют на три основные группы: верховые (сфагновые), питающиеся преимущественно атмосферными осадками, низинные, питающиеся атмосферными, грунтовыми, озерными или речными водами; переходные, имеющие смешанное питание — грунтовое и атмосферное. Кроме этих типов встречаются так называемые «висячие болота», возникающие на пологих склонах долин, в местах выклинивания грунтовых вод.

Показателем гидрогеологических особенностей болот (условий их питания, происхождения и пр.) может служить их растительный покров. Известно, например, что болота озерного происхождения обычно имеют открытую водную поверхность, зеленый (гипнум) или белый (сфагнум) покров мха; они же часто бывают покрыты маломощным торфяным ковром (сплавиной), под которым находится болотная вода. Наличие на участках болот березы или ели указывает на незначительное увлажнение этих участков, а произрастание сосны — на торфяные залежи, образовавшиеся в бывших верховых болотах, и т. п.

Требования, предъявляемые к гидрогеологическим исследованиям при осушении заболоченных территорий, рассматриваются в работе [65] и гл. XXIII. Здесь мы только отметим, что для болот первой группы осушение осуществляется отводом самих болотных вод; для болот второй группы — перехватом и отводом поверхностных и грунтовых вод и для третьей группы — совместными мероприятиями по регулированию поверхностного стока и дренажу грунтовых вод, участвующих в питании болот.

Условия питания и режим грунтовых вод. Грунтовые воды в природе могут существовать только при наличии источников их питания, которые можно разделить на четыре часто тесно связанных между собой вида: 1) атмосферные осадки,

просачивающиеся через породы зоны аэрации, особенно интенсивно в отрицательных формах современного рельефа; 2) поверхностные воды; 3) напорные подземные воды, поступающие из более глубоких горизонтов; 4) конденсационные воды.

Условия питания грунтовых вод являются наиболее важным фактором их режима. Под режимом подземных вод, в том числе и грунтовых, понимают естественноисторический процесс, включающий в себя отдельные стадии формирования подземных вод и протекающий под влиянием взаимодействующих и изменяющихся климатических, гидрогеологических, геологических, почвенных, биогенных и других факторов. Режим грунтовых вод — изменение запасов вод и связанного с ними их уровня, физических свойств и химического состава во времени под влиянием перечисленных выше факторов. Подробное описание режима подземных вод дается в гл. IV, т. 2 с указанием новых работ.

На основании анализа гидродинамических особенностей режима грунтовых вод Г. Н. Каменский выделяет четыре основных типа режима: 1) водораздельный, формирующийся под влиянием переменных во времени инфильтрации атмосферных осадков, испарения и подземного стока; 2) прибрежный, определяемый в основном колебаниями уровня рек, озер, морей; 3) предгорный, где наряду с инфильтрацией осадков большое влияние на режим грунтовых вод оказывает поглощение речных вод и вообще поверхностного стока; 4) мерзлотный, характеризующийся полным или частичным промерзанием надмерзлотных вод (см. гл. VI).

Кроме этого, выделяют следующие типы режимов грунтовых вод по условиям их питания: 1) зональные, подчиняющиеся законам зональности по вертикали и горизонтали, — ледниковый, мерзлотный, снеговой, дождевой и пустынный режимы; 2) азональные, не подчиняющиеся законам зональности, — речной, озерный, морской и искусственный. В первой группе режим грунтовых вод определяется главным образом климатическим фактором; во второй — гидрологическим, геологическим факторами и искусственным, связанным с инженерно-хозяйственной деятельностью человека.

Закономерности режима грунтовых вод изучаются при стационарных наблюдениях за этими водами, при которых в полном соответствии с ранее указанными методическими руководствами устанавливаются: 1) условия питания грунтовых вод за счет атмосферных осадков, конденсации водяных паров воздуха и подземных вод других водоносных горизонтов; 2) условия дренирования грунтовых вод источниками, реками, озерами, дренажными сооружениями, действующими горными выработками, а также сухими долинами и котловинами; 3) направление и скорости движения грунтовых вод и закономерности их изменения во времени и пространстве; 4) эпизодические, суточные, сезонные, годовые и многолетние изменения запасов грунтовых вод, их уровня, температуры, химического, бактериологического и реже газового составов; 5) взаимосвязь элементов режима грунтовых вод между собой и факторами, определяющими режим (климатическими, гидрологическими и др.); 6) места поступления в грунтовые водоносные горизонты загрязненных речных, озерных, болотных, промышленных вод, а также минерализованных вод из других водоносных горизонтов в действующие или проектируемые водозаборы; 7) изменение режима грунтовых вод, вызванное деятельностью человека.

Для многолетних наблюдений за режимом грунтовых вод организуется стационарная сеть, которая в зависимости от назначения гидрогеологических исследований может состоять из разного количества пунктов наблюдений, устанавливаемых после тщательного анализа литературных и фондовых материалов по геологии и гидрогеологии исследуемого района, а нередко и после рекогносцировочного обследования его с применением разведочных работ или гидрогеологической съемки.

В дополнение необходимо отметить, что существуют некоторые особенности изучения режима грунтовых вод в зависимости от того, где они находятся: в речных долинах и на междуречьях, предгорных шлейфах и межгорных котловинах, полупустынных и пустынных районах и на морских побережьях, а также на орошаемых и осушаемых землях.

Подробное описание этих особенностей можно найти в ранее указанных методических руководствах и в гл. IV, т. 2.

Зональность грунтовых вод. *Грунтовые воды, как и климат,* почвы и растительность земного шара, закономерно изменяются от полюсов к экватору. На основе этой закономерности, впервые (для почв) установленной В. В. Докучаевым, были позднее П. В. Отоцким [79], В. С. Ильиным [31], О. К. Ланге [56], Г. Н. Каменским [33], И. В. Гармоновым [13, 14], Г. А. Максимовичем [67], А. Н. Семихатовым и В. Н. Духаниной [96, 23], И. К. Зайцевым, М. П. Распоповым [1958 г.] разработаны различные схемы зональности грунтовых вод для территории СССР.

Не рассматривая здесь схемы П. В. Отоцкого, как устаревшей, отметим, что В. С. Ильин на территории европейской части СССР выделяет зональные и азональные воды. К первым из них относит воды зоны тундры, высокие воды севера, воды зоны неглубоких оврагов, воды зоны глубоких оврагов, воды овражно-балочной зоны, воды зоны причерноморских балок, воды прикаспийских балок; ко вторым — воды областей конечных морен, трещинные воды преимущественно в массивных породах, карстовые воды, болотные воды, воды флювиогляциальных отложений, воды солончаков.

О. К. Ланге на территории СССР выделяет три провинции зональных грунтовых вод: многолетней мерзлоты с отрицательными среднегодовыми температурами; с высокой влажностью воздуха, положительными среднегодовыми температурами и небольшой амплитудой суточных, сезонных и годовых колебаний температуры; с высокой сухостью воздуха и большой амплитудой колебания температуры.

Каждая провинция по соотношению подземного стока и испарения расчленяется на ряд полос.

И. В. Гармонов выделяет на территории европейской части СССР следующие зоны грунтовых вод по особенностям их химического состава (с севера на юг): зону гидрокабаронатно-кремнеземистых вод, зону гидрокарбонатно-кальциевых вод, зону преобладания сульфатных и хлоридных вод, подзону континентального засоления, зону гидрокарбонатно-кальциевых вод горных областей Крыма и Кавказа.

Г. Н. Каменский в соответствии с генетическими типами грунтовых вод, предложенными им, на территории СССР выделяет грунтовые воды: а) зоны выщелачивания без участков вод континентального засоления, б) зоны выщелачивания с участками вод континентального засоления, в) континентального засоления, г) выщелачивания горных районов. Формирование грунтовых вод, перечисленных в данной схеме районирования, происходит по-разному.

Воды зоны выщелачивания распространены в районах с избыточным или недостаточным увлажнением, где есть участки, сложенные водопроницаемыми, хорошо дренируемыми горными породами. В подобных климатических и геологических условиях подземный сток преобладает над испарением, и химический состав грунтовых вод здесь формируется под влиянием процесса выщелачивания почв и пород при выветривании и почвообразовании.

Зона континентального засоления характеризуется малым количеством атмосферных осадков, интенсивным испарением и почти полным отсутствием естественного дренажа. Химический состав грунтовых вод в этой зоне формируется за счет солей, накопившихся в результате испарения на поверхности и в разрезе почв и пород, через которые просачиваются дождевые и талые воды в грунтовые водоносные горизонты. Большое влияние на химизм грунтовых вод в этой зоне оказывают состав самих водосодержащих пород и морфология современного рельефа. Установлено, что в различных условиях современного рельефа залегают разные по минерализации грунтовые воды.

Пресные воды встречаются на возвышенностях, водоразделах, где обычно и находятся основные области питания грунтовых водоносных горизонтов; воды с повышенной минерализацией располагаются у подножий склонов, а соленые минерализованные воды — в балках, долинах и других отрицательных формах рельефа.

Изучение зональности грунтовых вод необходимо не только для выяснения условий формирования и режима этих вод, но и при выборе их для практического использования в тех или иных целях (водоснабжение, орошение, осушение и пр.). Результатом картирования и изучения зональности грунтовых вод являются карты зональности грунтовых вод. Из последних карт приводятся только карты-схемы,

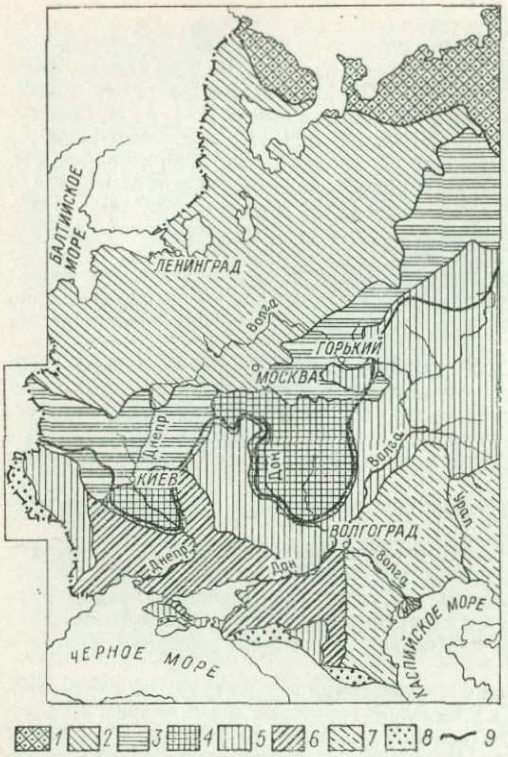


Рис. V-3. Схема зональности грунтовых вод на Русской равнине, по А. Н. Семихатову и В. И. Духаниной.

1 — зона надмерзлотных сезонных вод тундры севера и неглубоких вод тундры Кольского полуострова; *2* — *зона грунтовых вод ледниковой* области со свежим рельефом последнего оледенения; *3* — зона грунтовых вод зандрово-аллювиальных равнин полесий, развитых вдоль южного края последнего оледенения; *4* — зона грунтовых вод области со сглаженным ледниковым рельефом максимального оледенения, включая Днепровский и Донской языки оледенения; *5* — зона грунтовых вод областей с маломощным четвертичным покровом; *6* — зона грунтовых вод области с мощным лёссовым покровом; *7* — зона грунтовых вод морских и аллювиальных дельтовых равнин Прикаспия; *8* — зона грунтовых вод *предгорных наклонных равнин* Карпат, Крыма и Кавказа; *9* — граница максимального оледенения на Русской равнине.

составленные А. Н. Семихатовым, В. И. Духаниной (рис. V-3), И. К. Зайцевым и М. П. Распоповым (рис. V-4).

На первой карте-схеме, отражающей зональность грунтовых вод Русской равнины, выделяются восемь зон грунтовых вод, каждая из которых характеризуется глубиной залегания, минерализацией и солевым составом этих вод (рис. V-3). Вторая карта-схема, отражающая зональность подземных вод на территории СССР в зоне свободного водообмена, построена с учетом распространения многолетней мерзлоты, минерализации, состава и формирования грунтовых вод (рис. V-4).

Основные типы поровых грунтовых вод. Отмечаются следующие основные типы грунтовых вод: речных долин, ледниковых отложений, степей, полупустынь и пустынь, горных областей, песчаных морских побережий.

Грунтовые воды речных долинах приурочены к древним и современным аллювиальным песчано-гравийным, песчаным и песчано-глинистым отложениям. На отдельных участках долин некоторых рек, в частности Волги, Оки, Днепра, Москвы и других, песчано-гравийные разности аллювия залегают в нижних, а песчаные и песчано-глинистые — в верхних частях разрезов этих участков. Источниками питания грунтовых вод речных долин являются атмосферные осадки и поверхностные воды. Глубина залегания этих вод от поверхности Земли изменяется от нуля (в местах выхода воды на поверхность на склонах и у подножия речных террас) до 10—15 м и более.

Воды аллювиальных отложений обычно пресные, преимущественно гидрокарбонатно-кальциевого состава, пригодные для водоснабжения. Разведка этих вод производится скважинами и шурфами, эксплуатация — скважинами, колодцами, галереями.

Грунтовые воды ледниковых отложений широко развиты в северных, западных, северо-западных районах европейской части СССР, в северной части ГДР, ФРГ и Польше. Ледниковые отложения в этих районах представлены валунными глинами и суглинками, а также флювиогляциальными песками и галечниками. Пески и галечники слагают озы, камы, зандровые поля и выполняют древние долины стока талых вод ледника. Эти долины встречаются в Польше и северной части ГДР и ФРГ между грядами конечных морен, имеющих широтное простирание. Ширина долин изменяется от 3 до 25 км, а мощность аллювиально-флювиогляциальных песков и галечников достигает десятков метров. С песками и галечниками связаны мощные бассейны и потоки грунтовых вод, используемых для водоснабжения населенных пунктов и других объектов.

На территории СССР грунтовые воды приурочены к песчаным полям, озам, камам. Особенно обширные песчаные поля с большими запасами грунтовых вод развиты в районах Минска, Мытищ (под Москвой) и в других местах. Грунтовые воды района Мытищ долгое время использовались для водоснабжения Москвы, в настоящее время они идут на водоснабжение местных предприятий и населенных пунктов.

Грунтовые воды флювиогляциальных отложений в большинстве своем слабоминерализованные: они используются для водоснабжения сельскохозяйственных объектов, промышленных предприятий и городов. Разведка этих вод может осуществляться скважинами и шурфами, эксплуатация — скважинами и колодцами.

Грунтовые воды степных, полупустынных и пустынных районов имеют свои особенности, обусловленные особенностями климата и гидрографии этих районов. Бóльшая часть территории Средней Азии и Казахстана находится в засушливых, чаще всего в пустынных и полупустынных климатических условиях с незначительным количеством атмосферных осадков (100—200 мм в год). Немногочисленные поверхностные водотоки, за исключением нескольких крупных рек (Амударья, Сырдарья, Или), имеют в основном временный характер, а в водоемах (Аральское и Каспийское моря и др.) вода, как правило, повышенной минерализации. Весь годовой поверхностный сток, местами формирующийся при благоприятных природных условиях, большей частью проходит за короткий промежуток времени (15—25 дней). Его зарегулирование на равнинных пустынных просторах затруднено ввиду быстрого засоления и загрязнения воды в водоемах и в водохранилищах.

Известно, что для пустынь характерны резкие колебания температур воздуха, высокий дефицит влаги, господство солнечной инсоляции и, наконец, мощные вихревые и линейные воздушные течения, длительное воздействие которых способствовало интенсивному выветриванию горных пород, выносу из пустынь большого количества пылеватых и глинистых образований. В результате в каменистых пустынях формировалась высокая, часто открытая трещиноватость преимущественно кластических и разнозернистых рыхлых песчаных материалов большой мощности, отличающихся хорошей водопроницаемостью. Последние *явились не только поглотителями влаги и коллекторами подземной воды, но и* средой, способствовавшей активному водообмену в водоносных горизонтах, выносу минеральных солей из них с последующей концентрацией их в конечных частях подземных потоков.

Для аридных зон важным является и тот факт, что пустыни, как правило, соседствуют с высокогорными и среднегорными сооружениями, в которых в 5—10 раз больше выпадает атмосферных осадков, чем в пустынях. Это положение наряду с существованием благоприятных коллекторов воды в самих пустынях сыграло важную роль в формировании бóльших запасов подземных вод в аридных и полуаридных районах. Следует отметить, что наряду с указанными выше основными областями питания в пределах песчаных пустынь и полупустынь существуют также местные области и очаги формирования обширных грунтовых потоков.

Хотя в аридных районах осадков выпадает очень мало, тем не менее неровный всхолмленный рельеф, сильные ветры обусловливают перераспределение снегового покрова с концентрацией его в межбугристых понижениях, и в результате снеговые воды по многочисленным участкам и очагам проникают в водоносные горизонты, пополняя запасы грунтовых вод. Довольно мощными источниками

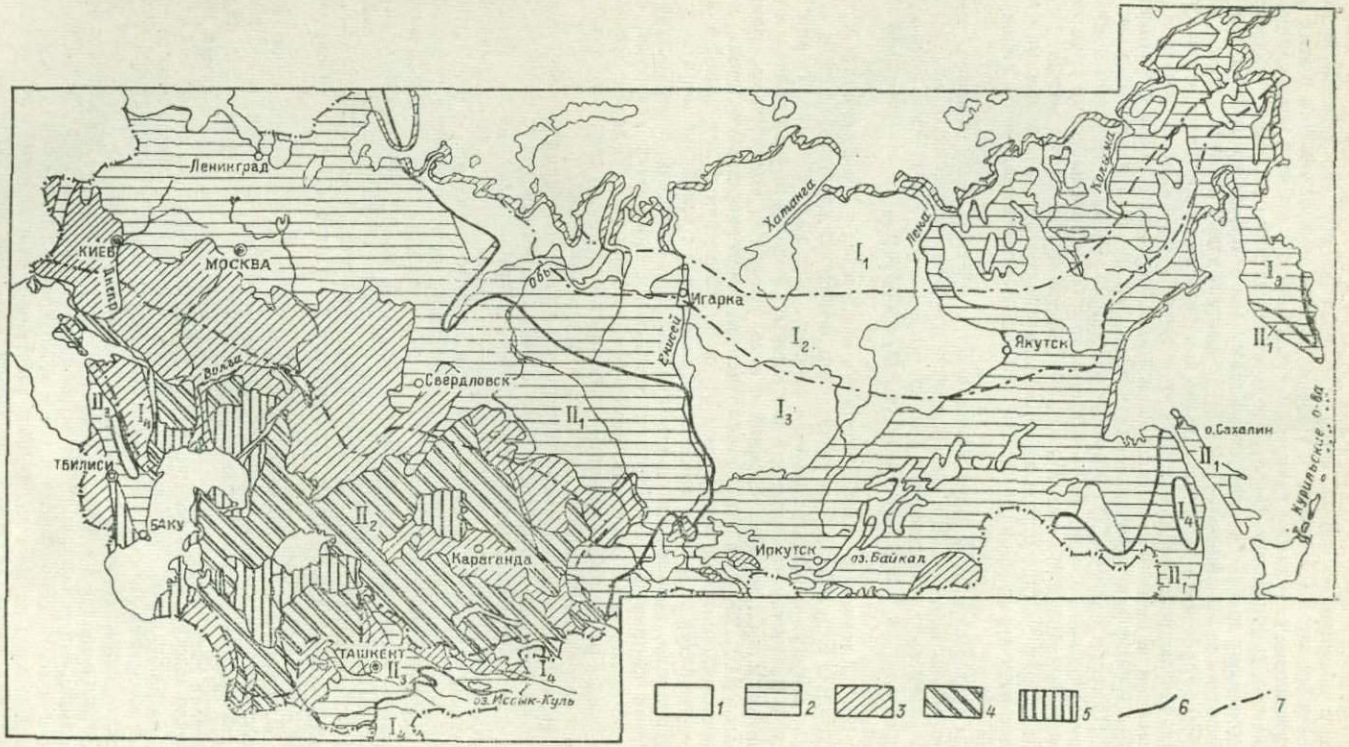

Ленинград
КИЕВ
МОСКВА
Днепр
Волга
Свердловск
Обь
Енисей
Игарка
Хатанга
Лена
Колыма
Якутск
ТБИЛИСИ
БАКУ
Караганда
ТАШКЕНТ
оз. Иссык-Куль
Иркутск
оз. Байкал
о. Сахалин
Курильские о-ва
1
2
3
4
5
6
7

Рис. V-4. Схема зональности подземных вод на территории СССР в зоне свободного водообмена, по И. К. Зайцеву и М. П. Распопову.

Минерализация и химический состав почвенных и грунтовых вод: *1* — весьма пресные с минерализацией до 0,1—0,2 г/л, преимущественно гидрокарбонатные, часто с высоким содержанием кремнекислоты и органических веществ (в приморских участках местами сульфатные и хлоридные); *2* — до 0,5 г/л, редко больше, гидрокарбонатные; *3* — от пресных до слабосолоноватых, преимущественно с минерализацией до 1 г/л, местами до 3 г/л; преобладают гидрокарбонатные, в южных районах часто сульфатные и хлоридные; *4* — от пресных до солоноватых, с минерализацией до 10 г/л, редко больше, преимущественно сульфатные и хлоридные, реже гидрокарбонатные; *5* — от пресных до рассолов, с минерализацией до 200 г/л, на отдельных участках больше, преимущественно хлоридные, реже сульфатные и гидрокарбонатные (содовые); на хорошо промытых участках пресные и слабосолоноватые, преимущественно гидрокарбонатные и сульфатные; *6* — граница между мерзлотно-климатическими провинциями; *7* — граница между поясами.

Грунтовые воды провинции многолетней устойчивой мерзлоты: I_1 — пояс многолетней сплошной мерзлоты с редкими таликами и широким развитием ископаемых льдов (мощность толщ многолетнемерзлых пород 200—500 м и больше); I_2 — пояс многолетней сплошной мерзлоты с широким развитием таликов (мощность многолетнемерзлых пород 100—200 м; в Вилюйской синеклизе — 400—600 м); I_3 — пояс высокогорных ледников и снежников.

Грунтовые воды провинции отсутствия многолетней мерзлоты: II_1 — пояс преобладающего развития процессов выщелачивания и выноса солей (гумидный); II_2 — пояс преобладающего развития процессов континентального соленакопления в грунтовых водах и в породах (аридный); II_3 — пояс вертикальной зональности процессов выщелачивания и соленакопления в пределах горных областей.

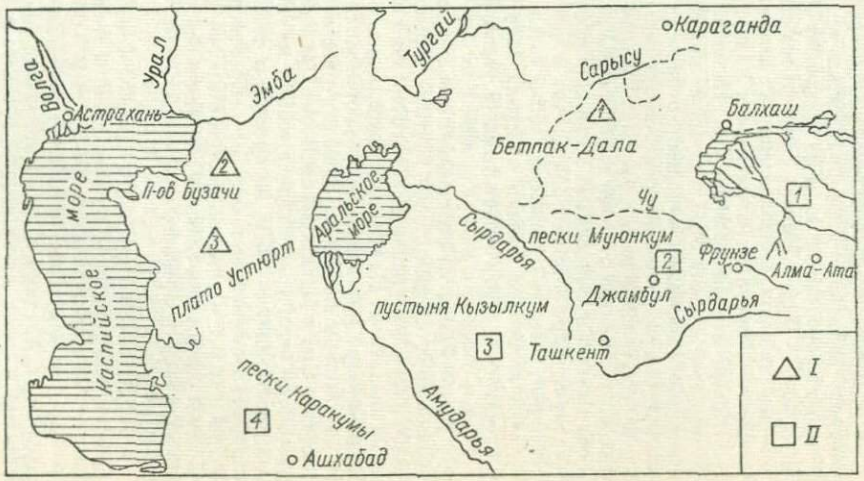


Рис. V-5. Схема распространения грунтовых вод аридных зон.

I — районы развития грунтовых вод в степных и полупустынных зонах: *1* — Бетпак-Дала, *2* — Прикаспийская низменность, *3* — плато Устюрт.

II — районы развития грунтовых вод в песчаных пустынях: *1* — песчаные массивы Южного Прибалхашья, *2* — Муюнкум, *3* — Кызылкум, *4* — Каракумы.

формирования грунтовых вод в пустынях являются также хотя и редкие, но значительные реки (Амударья, Сырдарья, Или, Чу, Талас и др.), воды которых, проникая в водоносные горизонты песчаных пустынь, обусловливают здесь накопление значительных запасов подземных вод, составляющих до 10—15% от их среднегодовых расходов. Временно действующие водотоки эффективно подпитывают подземные воды в каменистых и глинистых полупустынях. В районах распространения лёссовидных пород грунтовые водоносные горизонты обычно залегают глубоко от поверхности и обладают слабой водообильностью.

На рис. (V-5) показана схема распространения грунтовых вод аридных зон, на которой видно, что грунтовые воды в полупустынных и пустынных зонах преимущественно развиты в Бетпак-Дале, Прикаспийской низменности, в плато Устюрт, а также в песчаных пустынях — Южного Прибалхашья, Муюнкум, Қызылкум, Қаракум и др.

Бетпак-Дала. В западной ее части, сложенной в основном верхнемеловыми, палеогеновыми и четвертичными комплексами пород, связаны довольно широко распространенные грунтовые воды, формирующиеся в основном за счет просачивания зимне-весенних атмосферных осадков. Мощность водосодержащих комплексов колеблется от 5—8 до 10—15 м. Дебиты колодцев, пройденных в этих отложениях, чаще всего варьируют от 0,3 до 0,5 л/сек. Глубины залегания грунтовых вод на значительной части долины р. Сарысу и в эоловых песках не превышают 4—5 м. В восточной каменистой части, представляющей собой слабоволнистую равнину, подземные воды приурочены к зоне выветривания скальных пород. Мощность обводненной зоны не превышает 30—40 м. Дебиты водопунктов незначительные — 0,1—0,3 л/сек. Качество вод зависит от возрастно-литологических) комплексов пород, минерализация их изменяется от 1,5—2 до 3—5 г/л при преимущественном сульфатно-натриевом и хлоридно-натриевом составе.

Прикаспийская низменность. Низменность сложена глинистыми засоленными четвертичными отложениями каспийской трансгрессии и осложнена многочисленными соляными куполами, отличается неблагоприятными условиями для накопления доброкачественных подземных вод. Поэтому здесь формировались в основном соленые воды и рассолы. Пресные и солоноватые воды развиты только в хорошо промытых от солей долинах рек Урала, Эмбы, в хвалынских отложениях п-ова Бузачи, в маломощных эоловых образованиях Рын-Пески, Прикаспийского Каракума и др. Залегают они близко к дневной поверхности и, за исключением русел рек, часто имеют низкую производительность в колодцах, не превышающую 0,1—0,3 л/сек. По степени минерализации грунтовые воды пестрые, наряду с пресными и слабосолоноватыми (в развеваемых песках, долинах рек) встречаются и соленые с минерализацией до 3—10 г/л.

Плато Устюрт. Представляет собой высоко приподнятую плоскую равнину, окаймленную со всех сторон крутыми обрывами — чинками. Поверхность плато слабо расчленена, равнинные его очертания нарушены лишь небольшими бессточными впадинами. На чинках и склонах впадин обнажаются отложения палеогена. Вблизи некоторых впадин встречаются массивы эоловых песков.

Грунтовые воды зоны свободного водообмена развиты в пределах песчаных массивов Сам и Матайкум, сложенных мелко- и среднезернистыми песками. Они залегают в межбугристых понижениях на глубине 1—5 м. Мощность водоносной зоны составляет 5—25 м, но пресная и слабосолоноватая вода занимает только верхнюю часть мощностью 2—10 м. Производительность водопунктов чаще всего составляет 0,1—0,3 л/сек, достигая иногда 1 л/сек. Воды с минерализацией до 1—3 г/л содержатся главным образом в центральных частях песчаных массивов. По периферии развиты солоноватые и соленые воды с минерализацией 3—10 г/л.

Наряду с этим пресные и слабосолоноватые воды развиты в закарстованных известняках и мергелях сармата. Дебиты этих вод колеблются от 0,01 до 0,1 л/сек при глубине залегания от 15—20 до 50—60 м.

Песчаные массивы Южного Прибалхашья. К ним относятся Сарытаукум, Джуанкум, Аралкум и др., занимающие обширные равнины и имеющие всхолмленный и слабо всхолмленный бугристо-грядовый рельеф. Они с поверхности сложены древнеаллювиальными озерными и эоловыми четвертичными песчаными отложениями, мощность которых в большинстве случаев составляют 100—250 м.

Согласно исследованиям У. М. Ахмедсафина, указанные отложения повсеместно содержат пресные и слабосолоноватые, а на крайнем севере солоноватые и соленые грунтовые воды. Последние образуют сплошной подземный поток, направленный к оз. Балхаш. В преобладающем большинстве случаев грунтовые воды залегают на глубинах 5—30 м. Дебиты колодцев составляют 0,1—0,5 л/сек. Скважины, пройденные на глубину до 20—30 м, дали расходы воды, достигающие 5—20 л/сек.

Минерализация грунтовых вод в целом слабая и постепенно увеличивается по мере удаления от возвышенных районов песков на север и приближения к оз. Балхаш от 1—2 до 5—10 г/л и более. Состав воды в большинстве случаев изменяется от гидрокарбонатно-натриевого через сульфатно-хлоридно-натриевый до хлоридно-натриевого.

Пески Муюнкум. Они представляют собой обширную бугристо-грядовую равнину, вытянутую в широтном направлении более чем на 500 км. С песчаными отложениями Муюнкум связаны широко распространенные грунтовые воды, имеющие единый водоносный горизонт. Мощность горизонта от 150—200 м в восточной и центральной частях песков уменьшается до 20—40 м на западе. Грунтовые воды чаще всего залегают на глубине 5—20 м, а в центральной части приближаются к поверхности, образуя зеленые оазисы — чуроты. Производительность грунтовых вод в колодцах 0,1—0,5 л/сек, а в хорошо оборудованных фильтрами скважинах достигает 5—15 л/сек. На преобладающей части песков грунтовые воды относятся к пресным и слабосолоноватым с минерализацией от 0,3 до 1—3 г/л. Состав гидрокарбонатно-натриевый и сульфатно-натриевый. В западном направлении качество грунтовых вод постепенно ухудшается, а в крайне западной части они сменяются рассолами с концентрацией солей, доходящей до 100—200 г/л, состав воды хлоридно-натриевый.

Пустыня Кызылкум. Располагается между р. Амударьей на западе, Голодной степью на востоке, Нуратинскими горами и их отрогами на юго-востоке и Аральским морем на севере. Рельеф преимущественно бугристо-грядовый. В пределах песчаной равнины Кызылкума грунтовые воды наиболее распространены. Водовмещающими породами являются преимущественно мелко- и разнозернистые пылеватые пески. Глубина залегания грунтовых вод изменяется от 5—10 м на участках развеянных песков до 10—30 м в межгрядовых понижениях и под грядами. Дебиты колодцев и мелких скважин, вскрывающих верхнюю часть горизонта, не превышают 0,2—0,5 л/сек при незначительных понижениях. Воды песчаных равнин в целом характеризуются пестрой минерализацией смешанного состава. Пресные и слабосолоноватые воды (до 3 г/л) преобладают в восточной части, а солоноватые и соленые (до 10—50 г/л) — в северной части массива. Состав вод здесь в основном хлоридно-натриевый.

Питание грунтовых вод происходит за счет атмосферных осадков, за счет водотоков и подземного стока со стороны внутренних горных сооружений. Разгрузка вод происходит за счет как внутригрунтового испарения, так и подземного стока в бессточные впадины.

Пески Каракумы. Они представляют собой обширную равнину, располагающуюся между Копетдагом на юге, Устюртом на севере, р. Амударьей на востоке и системой гор, располагающихся в районе зал. Кара-Богаз-Гол на западе. Грунтовые воды в Каракумах частично приурочены к неогеновым отложениям, состоящим из известковистых песчаников, гравелитов, мергелей, широко распространенных в пределах Заунгузского плато, в Бадхызе, Карабиле и по правобережью р. Амударьи. Наиболее распространены они в четвертичных образованиях, представленных в основном песками, редко галечниками, супесями. Воды залегают на глубинах от 0,5—2 м в поймах рек и впадинах до 70—100 м на вершинах конусов выноса. Мощность водоносного горизонта более 300 м. Преобладающие дебиты скважин 0,1—0,3 л/сек, вблизи рек и каналов до 1—2 л/сек, реже до 5—10 л/сек — на конусах выноса. Подземные воды солоноватые и соленые с минерализацией более 3 г/л, хлоридно-натриевого состава. Пресные воды здесь встречаются в песчаных линзах, залегающих среди минерализованных вод, и в районах такыров.

Благодаря исследованиям В. Н. Кунина [53], Н. Г. Шевченко [116], А. А. Алёксина [1957 г.], Э. Н. Благовещенского [1958 г.], В. Н. Кунина,

Г. Т. Лещинского [54], В. М. Тарасова [102], В. Н. Кунина, Н. А. Огильви, В. Н. Чубарова, Н. Г. Шевченко [55], У. М. Ахмедсафина [2], В. Н. Чубарова [114], Т. К. Федоровой [110] и других в пустынных районах Средней Азии (Туркмении) закартировано много песчаных линз с пресной и слабосолоноватой водой, как бы плавающих среди соленых вод. Эти линзы имеют различные формы очертания, большие площади, измеряемые сотнями и тысячами квадратных километров, при мощности слоя пресных и слабосолоноватых вод в них, достигающей десятков метров. Эти линзы, названные В. Н. Куниным подпесчаными, формируются в районах распространения песчаных массивов, закрепленных и незакрепленных растительностью. Примером является Ясханская линза, снабжающая водой г. Небитдаг.

Условия формирования и питания пресных вод в указанных линзах еще не совсем выяснены. Подавляющее большинство исследователей считает, что пресные воды песчаных линз образуются за счет конденсации водяных паров и инфильтрации атмосферных осадков на участках распространения барханных песков. Некоторые исследователи пресные воды в песчаных линзах пустынь относят к реликтовым водам, образовавшимся в неоген-четвертичное время. Обстоятельный анализ гипотез происхождения пресных вод в песчаных линзах пустынь дается в последних работах В. Н. Чубарова [114], Т. К. Федоровой [110].

Линзы пресных вод с минерализацией меньше 3 г/л с сульфатно-кальциевым составом распространены на притакырных участках, на некоторых площадях развития барханных песков, по руслам периодически действующих водотоков, по долинам рек Амударья, Зеравшана, Кашкадарьи, Теджена, Мургаба и на конусах выноса предгорной полосы хр. Копетдаг. Питание подземных вод происходит за счет притока вод из горных областей, фильтрации воды из рек, оросительных каналов, с орошаемых площадей и атмосферных осадков.

Грунтовые воды горных областей связаны с песчано-глинистыми отложениями конусов выноса и предгорных наклонных равнин, аллювиальными образованиями горных рек, породами межгорных котловин, иногда бессточных.

В предгорных равнинах и конусах выноса, в местах, где в разрезе водопроницаемых пород встречаются линзы глин, грунтовые воды приобретают местный напор, высота которого определяется положением уровня грунтовых вод относительно нижней поверхности водоупорных линз.

Грунтовые воды в горных областях преимущественно пресные, пригодные для водоснабжения: в замкнутых межгорных котловинах — пестрые по химическому составу, в краевых частях котловин залегают неглубоко от поверхности и являются пресными. Разведка грунтовых вод в горных районах производится скважинами и шурфами, эксплуатация — скважинами и колодцами.

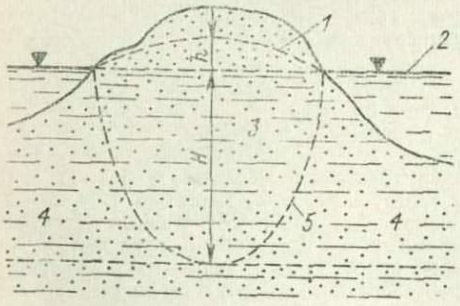


Рис. V-6. Схема залегания грунтовых вод на песчаном острове в море.

1 — уровень пресных грунтовых вод; *2* — уровень моря; *3* — водоносные пески с пресными водами; *4* — водоносные пески с солеными водами; *5* — граница между пресными и солеными водами.

Грунтовые воды песчаных морских побережий приурочены к дюнным мелкозернистым однородным пескам, причем зеркало грунтовых вод в сглаженном виде повторяет дневную поверхность. Установлено, что в дюнных песках морских побережий и на песчаных островах пресные грунтовые воды на определенной глубине от уровня моря сменяются солеными водами (рис. V-6).

В соответствии с рис. V-6 глубина залегания пресных вод при средней плотности морской воды, равной 1,024, рассчитывается по формуле

$$H' = 43h, \qquad \text{(V-4)}$$

где $H' = H + h$ — глубина залегания пресных вод, считая от уровня моря; h — превышение уровня пресных вод над уровнем моря.

Режим эксплуатации грунтовых вод дюн и островов должен устанавливаться по данным опытных откачек и стационарных наблюдений, которыми определяется соотношение между отбираемым количеством воды и поступлением пресной воды, в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков. Вопросы эксплуатации линз пресных вод, включая необходимые гидрогеологические расчеты, методику гидрогеологических исследований, обоснование зон санитарной охраны, рассматриваются в работах Е. Л. Минкина [7], В. Д. Бабушкина, И. С. Глазунова, В. М. Гольдберга, Н. И. Пичугина, А. В. Щавырина [3], Ф. М. Бочевера, А. Е. Орадовской [8], В. М. Гольдберга [19], А. И. Арцева, Ф. М. Бочевера, Н. Н. Лапшина, А. Е. Орадовской, Э. М. Хохлатова [89] и в гл. XIV, т. 1.

§ 4. Трещинные воды

Трещинные воды — подземные воды, залегающие и циркулирующие в трещиноватых магматических, метаморфических и осадочных породах.

В горных породах различают три главных типа трещин по их происхождению: 1) тектонические, образовавшиеся при формировании геологических структур; 2) выветривания, возникающие при выветривании и размывании горных пород; 3) литогенетические, связанные с формированием пород.

Часто в горных породах одного и того же района наблюдается сочетание всех трех или двух типов трещин. Водообильность трещиноватых горных пород в значительной степени зависит от типа развитых в них трещин и характера взаимосвязи последних между собой. Система трещин в массиве, имеющих различные условия залегания, определяет фильтрационную анизотропию слагающих его пород.

В районах с развитием тектонической трещиноватости наибольшая водообильность пород наблюдается в зонах разрывных дислокаций (сбросов, взбросов) и в местах развития отдельных крупных открытых трещин или трещин, заполненных проницаемым песчаным или песчано-глинистым материалом.

С глубокими тектоническими трещинами земной коры, прослеживаемыми на сотни и тысячи метров, связаны минеральные и термальные воды, обладающие специфическим солевым и газовым составом, отличающимся от состава подземных вод верхних водоносных горизонтов (см. гл. VIII—IX).

Трещины выветривания образуются главным образом при нагревании и охлаждении горных пород под влиянием колебаний температуры воздуха во времени. Эти колебания могут быть суточными, годовыми, многолетними и вековыми, причем первые распространяются на глубину 2—3 м от поверхности; вторые — 20—40 м, а вековые — на значительно большие глубины.

В тесной связи с температурными колебаниями находятся степень трещиноватости горных пород и их водообильность. Наибольшая трещиноватость, а следовательно, и водообильность приходятся на первые 2—3 м зоны выветривания пород; меньшая характерна для последующих двух-трех десятков метров и, наконец, слабая трещиноватость и водообильность имеют место в нижней части зоны выветривания горных пород, достигающей 100—200 м.

Литогенетические трещины имеют развитие в пределах всей мощности пласта или толщи горных пород. С этими трещинами бывают связаны как грунтовые воды, например в трещиноватых базальтовых лавах, так и трещинно-пластовые воды в артезианских бассейнах.

Подземные воды различных по происхождению трещин нередко бывают гидравлически связаны между собой, чем и объясняется во многих случаях пестрота химического состава вод, вскрываемых скважинами в трещиноватых породах или выходящих из них на поверхность в виде источников. Питание трещинных вод в основном происходит за счет атмосферных осадков, причем условия питания зависят от морфологии современного рельефа и характера пород четвертичного покрова.

Наиболее интенсивные инфильтрация и инфлюация атмосферных осадков происходят на водораздельных участках, где трещиноватые горные породы выходят непосредственно на дневную поверхность.

Трещинные воды по связи их с определенными типами трещин и гидравлическим свойствам разделяют на трещинные грунтовые, приуроченные к трещинам выветривания, и трещинно-жильные напорные, связанные с тектоническими трещинами.

На территории СССР трещинные воды широко распространены во всех генетических разностях горных пород — магматических, метаморфических и осадочных, участвующих в геологическом строении кристаллических щитов и массивов, горно-складчатых и платформенных районов.

Трещинные воды развиты на площади Балтийского и Алданского щитов, Украинского и Анабарского массивов, в горных районах Карпат, Кавказа, Закавказья, Урала, Памира, Прибайкалья, Забайкалья, Дальнего Востока, Средней Азии и Северо-Востока СССР. Специальные классификации трещинных вод и их месторождений приводятся в работах Н. И. Плотникова, М. В. Сыроватко, Д. И. Щеголева [83], Н. И. Плотникова [84], В. Д. Бабушкина, З. П. Лебедянской, Л. З. Леви, Г. Н. Кашковского, Б. В. Боревского, И. И. Плотникова [4], Б. В. Боревского, М. А. Хордикайнена, Л. С. Язвина [7] и др.

§ 5. Карстовые воды

Карстовые воды — подземные воды, залегающие и циркулирующие в трещинах, пустотах, каналах, пещерах, образовавшихся в результате выщелачивания известняков, доломитов, гипсов, ангидритов и солей (галита и других).

В отличие от движения подземных вод в нерастворимых породах, где не происходит увеличения размеров пор и трещин за счет растворяющей способности воды, в растворимых породах пути движения карстовых вод могут расширяться вплоть до образования крупных по размерам подземных каналов и пещер. При этом преобладающим режимом движения карстовых вод в зоне полного насыщения является ламинарный. Правда, довольно часто в зоне аэрации и близ верхней границы зоны насыщения, где карстовые потоки, по выражению Д. С. Соколова, циркулируют в «незатопленных» условиях, наблюдается турбулентный режим движения карстовых вод.

Карстовым явлениям посвящены работы многих известных исследователей карста (Е. Мартеля, А. А. Крубера, А. С. Баркова, Н. А. Гвоздецкого, Г. А. Максимовича, И. К. Зайцева, А. Ф. Якушевой, А. В. Ступишина, Д. С. Соколова, В. А. Апродова, Ф. А. Макаренко, Н. В. Родионова, Д. В. Рыжикова, З. А. Макеева, И. Г. Глухова, М. А. Гатальского, А. И. Дзенс-Литовского, Г. В. Короткевича, М. С. Газизова). В работах большинства этих и не указанных здесь исследователей даются описание и гидрогеология карстовых районов. Не рассматривая здесь процесс карстообразования, подробно охарактеризованный в работах многих из перечисленных ученых, отметим лишь, что развитие карста по взглядам большинства его исследователей обусловливается следующими основными факторами: 1) наличием растворимых горных пород (известняков, доломитов, гипса, ангидрита, солей); 2) трещиноватостью, проницаемостью и пористостью этих пород, способствующих проникновению в них атмосферных и поверхностных вод; 3) колебательными движениями земной коры, определяющими развитие или затухание процесса карстообразования; 4) наличием движущихся вод, в том числе и глубинных (термальных, углекислых и других), производящих выщелачивание горных пород; 5) общим геолого-структурным строением, рельефом и климатом района развития карстующихся горных пород, ускоряющим или замедляющим процесс карстообразования.

Все эти тесно связанные между собой факторы определяют процесс карстообразования, следствием которого являются поверхностные и подземные формы карста, имеющие огромное значение в гидрогеологии карстовых районов. К основным поверхностным формам карста относятся: 1) воронки различных размеров, симметричные и асимметричные, представляющие собой понижения в рельефе с каналом (понором), идущим в глубь массива карстующихся пород; 2) карстовые колодцы — крупные вертикальные трещины округлой формы; 3) карстовые овраги — вытянутые по простиранию понижения; 4) полья — крупные замкнутые карстовые депрессии современного рельефа.

К подземным формам карста принадлежат различные по размерам вертикальные и горизонтальные каналы, галереи и пещеры, включая и так называемые сифонные каналы, с которыми бывает связано сифонное движение воды, питающей субмаринные источники.

При гидрогеологических исследованиях в карстовых районах большое внимание уделяется изучению вертикальной гидродинамической зональности карстовых вод и установлению областей их распространения, питания и стока в изучаемом районе, а также фильтрационной анизотропии карстующихся горных пород.

Вопросы вертикальной гидродинамической зональности карстовых вод рассматриваются в работах В. А. Апродова [1948 г.], Н. А. Гвоздецкого [15], И. К. Зайцева [26], Г. А. Максимовича [68], М. С. Газизова [11, 12], Д. С. Соколова [97], Г. В. Короткевича [51] и других.

Д. С. Соколов [97] для районов, сложенных мощными толщами карстующихся пород, выделяет следующие четыре вертикальные гидродинамические зоны, отличающиеся друг от друга условиями движения и режима карстовых вод (рис. V-7).

I. Зона аэрации, в которой происходит преимущественно нисходящее движение инфильтрационных и инфлюационных вод, а во многих районах в ней формируются и имеют распространение висячие карстовые воды.

II. Зона сезонного колебания уровня карстовых вод, занимающая промежуточное положение между зонами аэрации и полного насыщения.

III. Зона полного насыщения, залегающая в сфере дренирующего влияния местной гидрографической сети, прорезающей массив карстующихся пород.

IV. Зона глубинной циркуляции, которая находится вне влияния местной гидрографической сети, подземные воды в ней движутся за пределы изучаемого района — в сторону другой области разгрузки карстовых вод.

З о н а а э р а ц и и. Мощность зоны в разных районах различна. Она находится в зависимости от климата карстового района, условий инфильтрации и инфлюации атмосферных вод, водопроницаемости пород, глубины эрозионных врезов в районе и других факторов. Установлено, что сильная закарстованность, а следовательно, и проницаемость пород приводят к увеличению мощности зоны аэрации, тогда как наличие покровных непроницаемых пород способствует уменьшению мощности данной зоны. Кроме того, на интенсивность процесса карстообразования и тем самым и на мощность зоны аэрации оказывают влияние, как отмечает Д. С. Соколов, крутизна поверхности склонов (с уменьшением крутизны при прочих равных условиях возрастают инфильтрация и вместе с ней интенсивность карстообразования), густота эрозионной сети (увеличивается поверхностный сток, уменьшается инфильтрация и связанное с ней развитие карста), микрорельеф (отрицательные формы способствуют инфильтрации), количество и характер атмосферных осадков, распространение снежного покрова, проницаемость почв, неоднородная проницаемость самих карстующихся пород, неоднородность литологического состава их, заполнение трещин и пустот вторичным материалом, особенно глинистым, замедляющим инфильтрацию, условия залегания пород (наклонное способствует процессу карстообразования и увеличению мощности зоны аэрации, и наоборот).

В зоне аэрации залегают так называемые висячие карстовые воды, образующиеся вследствие неоднородной водопроницаемости самих карстующихся пород и нали-

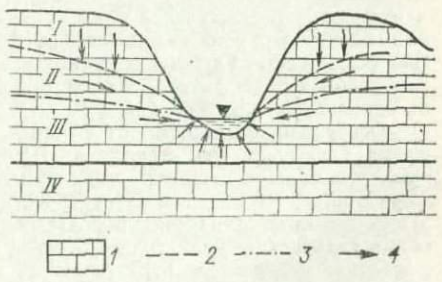


Рис. V-7. Схема зональности карстовых вод, по Д. С. Соколову.

I — зона аэрации; *II* — зона сезонных колебаний уровня подземных вод; *III* — зона полного насыщения; *IV* — зона глубинной циркуляции; *1* — известняки; *2* — высокий уровень карстовых вод; *3* — низкий уровень карстовых вод; *4* — направление движения воды.

чия в них местных водоупоров — глинистых или монолитных известняков, закольматированных участков и линз и т. д. Местные водоупоры задерживают инфильтрацию и инфлюацию, что и приводит к формированию висячих карстовых потоков сезонного или круглогодичного действия, иногда питающих постоянно действующие источники. Площади распространения висячих карстовых вод и их существование во времени (их режим) зависят от размеров водоупоров, степени закарстованности пород, степени (интенсивности) инфильтрации и инфлюации. В тех местах, где водоупор выклинивается, висячие карстовые воды «исчезают». При этом горизонтальное движение вод вновь сменяется вертикальным.

Характерными признаками висячих вод, по Д. С. Соколову, являются: 1) локальное их распространение в пределах одного и того же карстового района; 2) отсутствие связи уровня этих вод с уровнем карстовых вод зоны насыщения и уровнем рек, долины которых дренируют воды зоны насыщения; 3) непостоянство их режима, зависящего от выдержанности водоупоров, условий инфильтрации и инфлюации атмосферных вод; 4) разнообразие устойчивости водоупоров, которые могут нарушаться, если они сложены растворимыми породами, или вновь появляться за счет кольматации.

Висячие, особенно круглогодично действующие, карстовые воды способствуют процессу развития карста в зоне аэрации. Наиболее благоприятные условия формирования висячих вод имеют место в областях интенсивных молодых поднятий с влажным климатом. В этих областях раскрытие трещин под влиянием поднятий происходит медленнее, чем эрозия, что способствует сохранению местных водоупоров и образованию тем самым (при большой инфильтрации) висячих вод, особенно когда местные водоупоры в районе не были сильно нарушены в древние геологические эпохи развития карста.

Зона сезонного колебания уровня карстовых вод характеризуется тем, что в периоды подъема или спада уровня вод зоны насыщения она сливается соответственно с зонами аэрации или насыщения. Этим объясняется смена в зоне горизонтальной и вертикальной циркуляции карстовых вод во времени.

Мощность зоны сезонного колебания уровня карстовых вод изменяется не только в разных районах, но и в пределах каждого из них. Эти изменения обусловливаются: 1) неравномерным (в течение года) поступлением атмосферных осадков в зону аэрации; 2) различной закарстованностью и проницаемостью карстующихся пород; 3) колебаниями (во времени) уровня реки, с которой связана рассматриваемая зона; 4) наличием в зоне аэрации висячих вод, которые задерживают инфильтрационные и инфлюационные воды и уменьшают тем самым амплитуду колебаний уровня карстовых вод зоны насыщения.

Зона полного насыщения является зоной основных запасов карстовых вод, залегающей ниже уровня воды главной реки изучаемого района или области. Эта зона находится в сфере дренирующего влияния местной гидрографической сети. Глубина залегания нижней границы зоны насыщения в различных районах будет разная, так как она зависит от многих природных факторов, не одинаковых для всех районов.

Основными факторами, от которых зависит мощность зоны полного насыщения карстовых вод, являются: 1) глубина эрозионного вреза (чем глубже врез, тем больше мощность зоны насыщения); 2) ширина речной долины (чем шире долина, тем большей глубины достигает нижняя граница зоны насыщения); 3) водопроницаемость горных пород (слабопроницаемые или непроницаемые пласты могут являться нижней границей зоны насыщения); 4) разность уровней воды в реке и на водоразделе карстующегося массива (чем больше эта разность, тем больше мощность зоны насыщения); 5) изменение трещиноватости и закарстованности пород с глубиной (чем глубже прослеживается трещиноватость и закарстованность пород, тем больше мощность зоны насыщения).

Кроме того, мощность зоны насыщения изменяется в зависимости от режима карстовых вод во времени, особенностей геолого-структурного строения района, растворяющей способности карстовых вод (снижением ее с глубиной), характера карстующихся пород (известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, каменная соль), близости или удаленности от уреза воды в главной реке района и т. д.

Зона глубинной циркуляции является нижней зоной в карстовом районе или области. Мощность ее определяется геолого-структурным строением района, глубиной залегания некарстующихся пород и кристаллического фундамента. Движение карстовых вод в этой зоне происходит в течение геологического времени, скорости движения измеряются сантиметрами в год, водообмен и процесс карстообразования протекают весьма медленно. Гидрогеологические условия этой зоны аналогичны условиям зоны весьма затрудненного водообмена артезианских бассейнов. Движение карстовых вод зоны глубинной циркуляции контролируется тектонической структурой и положением областей разгрузки, которые могут находиться выше и ниже уровня моря. Субмаринные области разгрузки подземных вод обнаружены во многих морях земного шара, они играют большую роль в гидродинамическом режиме артезианских бассейнов, граничащих с морями и океанами, но остаются почти неизученными. Немалое значение в разгрузке вод зоны глубинной циркуляции имеют глубокие тектонические трещины и разрывные нарушения, пересекающие породы и структуры, к которым приурочена данная зона.

В дополнение к характеристике вертикальных зон отметим, что в горно-складчатых областях движение карстовых вод во всех зонах происходит преимущественно по трещинам; в платформенных областях —в зоне аэрации вода движется в основном по трещинам, в зоне насыщения — по трещинам и порам, в зоне глубинной циркуляции — по сообщающимся порам. Естественно, что в отдельных карстовых районах могут наблюдаться отклонения от этой закономерности, вызванные особенностями геолого-структурного строения районов.

В горизонтальной плоскости в карстовом районе выделяют три области: 1) область распространения карстовых вод, которая может совпадать (открытый карст) или не совпадать (закрытый карст) с площадью развития карстующихся пород; 2) область питания карстовых вод, соответствующая площади инфильтрации и инфлюации атмосферных осадков; 3) область разгрузки карстовых вод, которая может располагаться выше и ниже уровня моря, т. е. быть субаэральной и субмаринной.

Состав карстующихся горных пород, гидродинамическая зональность земной коры, химические, биохимические и другие процессы, протекающие в почвах и в земной коре, определяют химический состав и минерализацию карстовых вод. В общем, менее минерализованные воды характерны для известнякового; более минерализованные — для гипсового и наиболее минерализованные — для соляного карста.

Карстовые воды известняков, доломитов, мраморов зоны интенсивного водообмена обычно пресные, гидрокарбонатные; зоны затрудненного водообмена — минерализованные, сульфатные и хлоридные и зоны весьма затрудненного водообмена — высокоминерализованные соленые, а также рассолы хлоридного состава. Карстовые воды гипсов и ангидритов зоны интенсивного водообмена — сульфатные, а в зонах затрудненного и весьма затрудненного водообмена — хлоридные, часто рассольного типа.

Карстовые воды солей во всех трех зонах соленые, хлоридного состава. Эти воды, выходящие на поверхность в виде источников, широко используются при поисках соляных месторождений по гидрогеологическим признакам.

На территории СССР карстовые воды широко распространены как по площади, так и по глубине. Они связаны с известняками, доломитами, мраморами различного возраста (от докембрия до четвертичного) и гипсами, ангидритами, солями от кембрийского до палеогенового возраста.

Наиболее изучены карстовые воды в Крыму, на Кавказе, под Ленинградом и в Прибалтике, в Тульской, Московской, Воронежской и других областях, в Карпатах, на западном склоне Урала, Уфимском плато, Алтае, по р. Волге в районе Самарской Луки, в бассейне р. Лены, в Средней Азии и во многих других районах СССР.

Методика изучения карстовых вод и их режима излагается в капитальных трудах названных выше исследователей, в гл. IV 2-го тома и в многочисленных других работах [4, 7, 15, 22, 51, 64, 69, 90, 113 и др.].

§ 6. Артезианские воды

Артезианские воды — напорные подземные воды, залегающие между водоупорными пластами в пределах сравнительно крупных геологических структур (синклиналей, моноклиналей и др.), сложенных породами дочетвертичного, реже четвертичного возраста. Эти структуры, содержащие в себе один, два или несколько напорных водоносных горизонтов и комплексов и обладающие значительными размерами по площади, называются артезианскими бассейнами.

В работах некоторых гидрогеологов [39, 52] понятие «артезианский бассейн» заменяется понятием «бассейн напорных вод», который входит в подземный водный или гидрогеологический бассейн. Гидрогеологические бассейны ими выделяются по условиям залегания подземных вод.

По гидродинамическим свойствам системы подземных вод они называют геогидродинамическими и разделяют их на инфильтрационные и элизионные. В инфильтрационных системах, характерных для открытых структур, движение гравитационных подземных вод происходит под влиянием разности уровней (напоров, давлений) воды в областях питания и разгрузки водоносных горизонтов или комплексов. В элизионных системах, характерных для закрытых и полузакрытых структур, напор и движение подземных вод вызываются рядом факторов, связанных с литогенезом горных пород и тектоническими процессами (механическое и физико-химическое уплотнение горных пород, изменение термодинамической и тектонической обстановки во времени и др.). Гидродинамика элизионных вод находится в стадии становления, основы ее излагаются в работах Ю. В. Мухина [72], Б. А. Тхостова [109], И. Г. Киссина [44], А. Е. Ходькова, Г. Ю. Валукониса [112], А. Е. Гуревича, Л. Н. Капченко, Н. М. Кругликова [21], Г. В. Богомолова, Ю. В. Мухина, Ю. А. Балакирова и др. [6].

Нами сохраняется понятие «артезианский бассейн», которое хотя и не раскрывает прямо элизионную «жизнь» бассейна, но с учетом гидрогеодинамической (трехзональной или двухэтажной) зональности, типов гидродинамического режима (геостатического, глубинного и гидростатического), гидрогеогазохимической, гидрогеотермической, мерзлотной зональности и геолого-гидрогеологической истории его развития является научно обоснованным, известным не только гидрогеологам, инженерам-геологам, геологам, но и географам, геоморфологам, гидрологам, мерзлотоведам и геотермикам, геохимикам, геофизикам, горнякам и строителям, мелиораторам и почвоведам и другим специалистам, соприкасающимся в своей работе с артезианскими водами.

Артезианские бассейны, по А. М. Овчинникову [74], входят в природные водонапорные системы, включающие порово-пластовые, трещинно-пластовые водоносные горизонты и комплексы, трещинные воды, имеющие области современного питания, напора и разгрузки. По размерам водоносные системы разделяются на шесть типов (табл. V-4). В соответствии с табл. V-4 крупные артезианские бассейны, например Западно-Сибирский, Тунгусский, Якутский и другие, относятся к бассейнам первого порядка, в пределах которых могут быть бассейны второго и третьего порядков. Ряд крупных водоносных систем образует гидрогеологический регион, в основном совпадающий с крупными тектоническими элементами.

На территории СССР А. М. Овчинников выделяет шесть крупных районов: Русскую платформу, зону альпийской складчатости юга европейской части СССР, Среднюю Азию и Казахстан, Западную Сибирь вместе с Алтаем, Восточно-Сибирскую платформу с горным обрамлением (Саяны, Забайкалье и др.), восток Сибири и Дальний Восток, а также Корякско-Камчатскую вулканическую область вместе с Курильскими островами.

В каждом артезианском бассейне любого порядка выделяются следующие различные по гидрогеологическим условиям составные части (рис. V-8): область питания, область напора, область разгрузки.

О б л а с т ь п и т а н и я — площадь выхода водопроницаемых горных пород, участвующих в строении артезианского бассейна, на дневную поверхность. Располагается эта область на наиболее высоких отметках. Подземные воды области питания не обладают напором, имеют непосредственную связь с атмосферой, часто дренируются местной гидрографической сетью.

Типы водоносных систем земной коры, по А. М. Овчинникову

Типы	Бассейны	Площадь, км²
1	Крупные артезианские бассейны платформенных областей: палеозойского этажа мезозойского этажа кайнозойского этажа многоэтажные	>100 000
2	Средние артезианские бассейны краевых прогибов и больших межгорных впадин	10 000—100 000
3	Малые артезианские бассейны, обычно «наложенные» на большие и средние бассейны	<10 000
4	Водонапорные системы трещинных вод в кристаллических и метаморфических породах (древние массивы): без молодых деформаций осложненные молодыми движениями и разрывами	Различные
5	Сочлененные бассейны подземных вод горных сооружений: палеозойской складчатости мезозойской складчатости альпийской складчатости: без проявления молодого магматизма с проявлением молодого магматизма с современным вулканизмом	Различные
6	Большие бассейны и потоки грунтовых вод, местами имеющие субартезианский характер	Обычно менее 1000

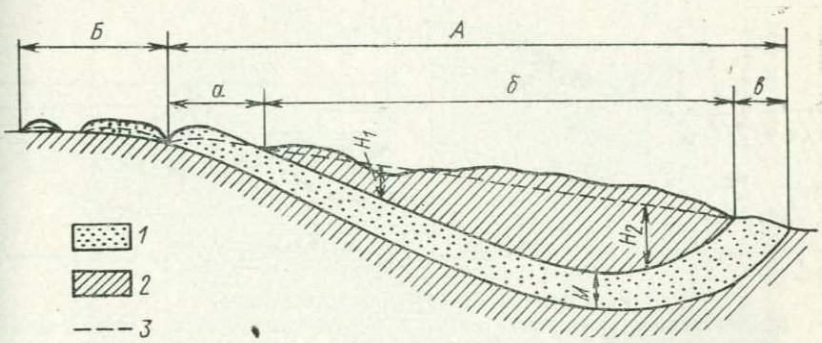


Рис. V-8. Схема артезианского бассейна, по А. М. Овчинникову.

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.

Область напора — основная площадь развития артезианского бассейна, в пределах которой уровень подземных вод залегает выше кровли водоносных горизонтов и комплексов. Этот уровень называется напорным или пьезометрическим, а расстояние по вертикали от кровли водоносного горизонта до данного уровня — напором. Пьезометрический уровень может быть положительным и отрицательным; в первом случае он залегает выше, во втором — ниже поверхности земли.

Необходимо отметить, что эти понятия являются условными, так как в зависимости от изменения условий питания и эксплуатации артезианских вод положительный уровень может перейти в отрицательный (при интенсивной эксплуатации напорного горизонта), а отрицательный — в положительный (при улучшении питания горизонта, например искусственным путем с помощью нагнетательных или водопоглощающих скважин).

Линии, соединяющие на карте точки с одинаковыми абсолютными или относительными отметками пьезометрического уровня, называются гидроизопьезами. Карта гидроизопьез строится методом интерполяции и отражает пьезометрическую поверхность данного напорного водоносного горизонта.

По карте гидроизопьез определяются: 1) направление движения напорных вод на заданном участке путем проведения нормали к двум смежным гидроизопьезам; поток будет направлен по нормали в сторону меньшей гидроизопьезы; 2) уклон пьезометрической поверхности на заданном участке путем деления разницы напоров в смежных гидроизопьезах или точках на расстояние между ними в масштабе карты ($i = h/l$); 3) уровень воды в абсолютных и относительных отметках в любом заданном пункте.

Кроме того, при нанесении на карту изолиний кровли и подошвы водоносного горизонта по карте гидроизопьез можно определить напор и мощность горизонта.

Область разгрузки — область выхода напорных вод на поверхность в виде восходящих источников, представляющих собой грифоны, концентрированные струи, рассеянные и линейные выходы и т. п. Выяснение очагов разгрузки необходимо для понимания и анализа гидродинамического режима подземных вод, залегающих в крупных, средних и малых артезианских бассейнах. А. М. Овчинников [74] очаги разгрузки подземных вод разделяет на открытые, скрытые и искусственные, созданные буровыми скважинами.

К открытым очагам он относит локальные, концентрированные, встречаемые в платформенных областях и на границах их с горными сооружениями: эрозионные; барьерные, возникающие при создании препятствий на пути движения

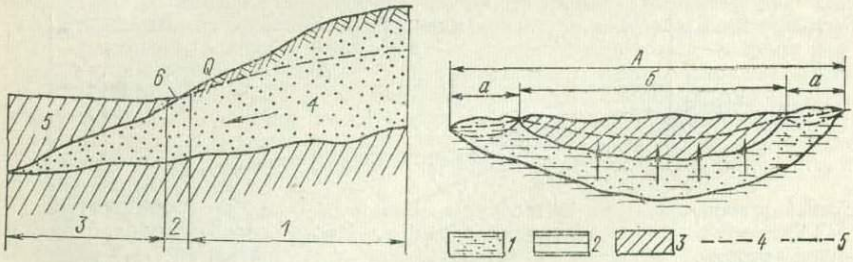


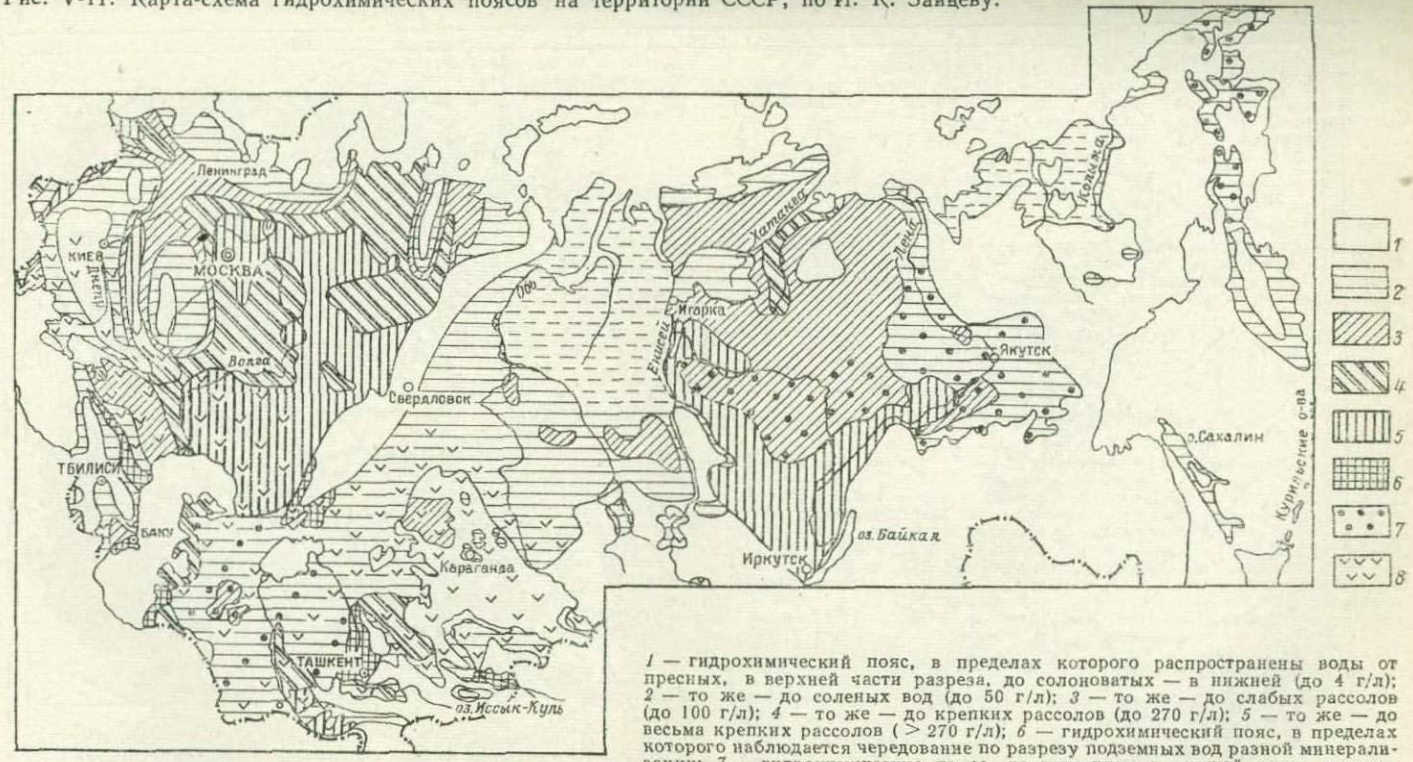
Рис. V-9. Схема артезианского склона.

1 — область питания артезианского склона; *2* — область разгрузки; *3* — область напора; *4* — водоносная порода; *5* — водоупорная порода; *6* — источники нисходящие и восходящие.

Рис. V-10. Схема артезианского бассейна с замедленным водообменом.

A — граница бассейна в данном разрезе; *а* — области питания (и частично стока); *б* — область напора и затрудненной медленной разгрузки через кровлю слабоводопроницаемых пород; *1* — водоносный горизонт с минерализованными водами; *2* — водоупорные породы; *3* — слабоводопроницаемые породы; *4* — уровень воды; *5* — граница между пресными и минерализованными водами.

Рис. V-11. Карта-схема гидрохимических поясов на территории СССР, по И. К. Зайцеву.



1 — гидрохимический пояс, в пределах которого распространены воды от пресных, в верхней части разреза, до солоноватых — в нижней (до 4 г/л); *2* — то же — до соленых вод (до 50 г/л); *3* — то же — до слабых рассолов (до 100 г/л); *4* — то же — до крепких рассолов (до 270 г/л); *5* — то же — до весьма крепких рассолов (> 270 г/л); *6* — гидрохимический пояс, в пределах которого наблюдается чередование по разрезу подземных вод разной минерализации; *7* — гидрохимические пояса, не изученные в нижней части разреза; *8* — гидрохимические пояса, в самой верхней части разреза которых распространены воды континентального засоления с разной минерализацией.

Примечания: 1. Имеется в виду глубина разрезов гидрохимических поясов до региональных базисов эрозии в пределах горно-складчатых областей и до поверхности складчатого фундамента на платформах и в межгорных впадинах. 2. Прерывистая штриховка указывает, что данный пояс выделен предположительно.

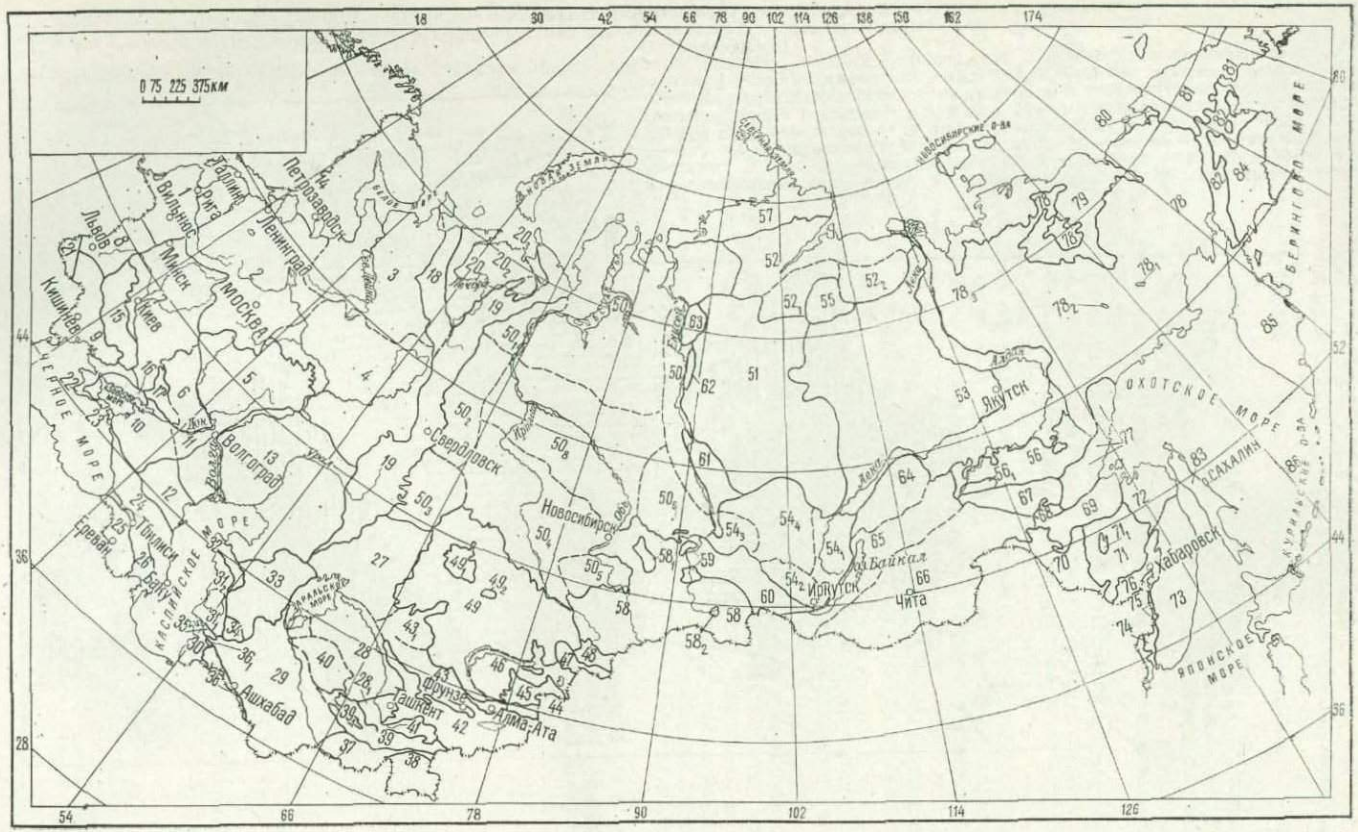

0 75 225 375км
Львов
Вильнюс
Рига
Минск
Киев
Кишинев
Ленинград
Петрозаводск
МОСКВА
Волгоград
Свердловск
Новосибирск
Иркутск
Якутск
Чита
Хабаровск
Сахалин
Тбилиси
Ереван
Баку
Ашхабад
Ташкент
Фрунзе
Алма-Ата
Байкал
ЧЕРНОЕ МОРЕ
КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
ОХОТСКОЕ МОРЕ
ЯПОНСКОЕ МОРЕ
БЕРИНГОВО МОРЕ

Рис. V-12. Гидрогеологические регионы территории СССР, по И. К. Зайцеву и Н. И. Толстихину.

Артезианские бассейны Северного (бореального) пояса

Бассейны Восточно-Европейской артезианской области: *1* — Прибалтийский; *2* — Московский; *3* — Северодвинский; *4* — Волго-Камский; *5* — Сурско-Хоперский; *6* и *7* — Днепровско-Донецкий (*6* — Донецко-Донской, *7* — Днепровский).
Бассейны Западно-Сибирской артезианской области: 50_1 — Предуральско-Обский; 50_2 — Предуральский; 50_3 — Тобольский; 50_4 — Иртышский; 50_5 — Кулундино-Барнаульский; 50_6 — Чулымский; 50_7 — Приенисейский; 50_8 — Обский; 50_9 — Прикарский.
Бассейны Восточно-Сибирской артезианской области: *51* — Тунгусский; *52* — Хатангский (52_1 — Котуйский; 52_2 — Оленёкский); *53* — Якутский; *54* — Ангаро-Ленский (54_1 — Верхоленский, 54_2 — Иркутский, 54_3 — Канский, 54_4 — Ангарский).

Артезианские бассейны Южного (средиземноморского) пояса

Бассейны Черноморской артезианской области: *8* — Львовский; *9* — Причерноморский; *10* — Приазовский; *11* — Ергенинский гидрогеологический район.
Бассейны Каспийской артезианской области: *13* — Северо-Каспийский (Прикаспийский); Центральноказпийский; *12* — Терско-Кумский; 31_2 — Мангышлакский; 31_1 — Красноводский; Южно-Каспийский; *26* — Кура-Араксинский; *30* — Закаспийский (Западно-Туркменский).
Бассейны Аральской артезианской области: *27* — Тургайский; *28* — Сырдарьинский, *29* — Амударьинский медиальные артезианские бассейны; *33* — Устюртский; *37* — Таджикский; *40* — Кызылкумский; Срединные артезианские бассейны: *41* — Ферганский; *43* — **Чуйский.**
Бассейны Балхашской артезианской области: *44* — Илийский; *46* — Алакульско-Балхашский; *48* — Зайсанский.

Гидрогеологические складчатые области Северного пояса с присущими им артезианскими бассейнами:

14 — Балтийская, *18*, *19*, *20* — Тимано-Уральская (*18* — Тиманская, *19* — Уральская, *20* — Печорская группа срединных и других артезианских бассейнов); *55* — Анабарская; *56* — Алданская (56_1 — Чульманский межгорный артезианский бассейн); *57* — Таймырская; *58* — Саяно-Алтайская (58_1 — Кузнецкий межгорный артезианский бассейн, 58_2 — Тувинский межгорный артезианский бассейн); *59* — Минусинские артезианские бассейны; *60* — Восточно-Саянская; *61* — Енисейская; *62* — Туруханская; *63* — Хантайская; *64* — Патомо-Витимская; *65* — Байкало-Чарская; *66* — Даурская; *67* — Становая; *68* — Уда-Верхнезейский срединный артезианский бассейн; *69* — Джагдынская; *70* — Нижнезейский срединный бассейн; *71* — Буреинская (71_1 — Буреинский межгорный бассейн); *72* — Амгунь-Амурская; *73* — Сихотэ-Алинская; *74* — Приханкайский срединный бассейн; *75* — Уссурийский бассейн грунтовых вод; *76* — Сунгари-Амурский бассейн грунтовых вод; *77* — Джугджурская; *78* — Верхояно-Колымская (78_1 — Эльгенский межгорный бассейн, 78_2 — Аркагалинский межгорный бассейн); *79* — Яно-Колымский срединный артезианский бассейн; *80* — Чаунский артезианский бассейн; *81* — Чукотская; *82* — Пенжинско-Анадырская группа срединных артезианских бассейнов разного типа; *83* — Сахалинская; *84* — Корякская; *85* — Камчатская; *86* — Курильская.

Гидрогеологические складчатые области Южного пояса и его северного обрамления с присущими им артезианскими бассейнами:

15 — Украинская, *16* — Азовская; *17* — Донецкая (Донбасс); *21* — Карпатская; *22* — Крымская; *23* — Керченско-Таманская; *24* — Большого Кавказа; *25* — Малого Кавказа; *26* — Рионо-Куринская система малых артезианских бассейнов разного типа; *32* — Мангышлакская; *34* — Туаркырская; *35* — Балханская; *36* — Копетдагская; *38* — Памирская; *39* — Алайская (39_1 — Зеравшанский межгорный артезианский бассейн); *42* — Тянь-Шаньская; *45* — Джунгарская; *47* — Тарбагатайская; *49* — Казахстанская (49_1 — Тениз-Кургальджинский межгорный артезианский бассейн, 49_2 — Карагандинский межгорный бассейн).

артезианских вод; структурные, возникающие на куполах и поднятиях; тектонические. К скрытым очагам разгрузки он относит субмаринные, субфлювиальные, в долинах рек, под покровом аллювиальных отложений или в руслах рек; распыленные — через относительно водоупорные породы при наличии большого градиента.

Необходимо заметить, что во многих артезианских бассейнах субаэральные очаги разгрузки весьма ограниченно распространены или совсем не встречаются. В таких случаях происходит подземная разгрузка артезианских вод через подземные водоразделы, или, по Н. И. Толстихину, перелив их из одного бассейна в другой. При этом области разгрузки одних бассейнов являются областями питания других, в которые переливаются воды первых.

Артезианские бассейны в разрезе обычно содержат несколько напорных водоносных горизонтов и комплексов, каждый из которых при отсутствии гидравлической связи между ними характеризуется своей пьезометрической поверхностью, определяемой уровнями воды в областях питания и разгрузки данного водоносного горизонта или комплекса.

Кроме артезианских бассейнов напорные воды встречаются в так называемых артезианских склонах, распространенных в горных и предгорных районах. Артезианские склоны — своеобразные асимметричные бассейны с моноклинально залегающими или выклинивающимися водоносными горизонтами. Области питания и разгрузки в артезианских склонах находятся на близких расстояниях друг от друга, причем на границе областей питания и разгрузки могут выходить как нисходящие, так и восходящие источники (рис. V-9).

Наконец, артезианские воды часто залегают в бассейнах без видимых областей разгрузки, называемых бассейнами с замедленным водообменом (рис. V-10). Водообмен в подобных бассейнах происходит весьма медленно через слабопроницаемые породы, покрывающие водоносные горизонты, под влиянием большого градиента давления, возникающего в этих бассейнах между артезианскими и грунтовыми водами.

В артезианских бассейнах всех типов и размеров прослеживаются гидродинамическая и гидрохимическая зональности. Обычно выделяют три геогидродинамические зоны: интенсивного водообмена, затрудненного водообмена и весьма затрудненного водообмена. Мощности этих зон в каждом артезианском бассейне свои и определяются геолого-структурными и гидрогеологическими условиями бассейнов. При этом необходимо заметить, что выделение зон, проведение между ними границ являются в значительной степени условными, так как в артезианских бассейнах, как совершенно справедливо отмечает А. А. Карцев [38], наблюдается большое разнообразие гидродинамических условий, не укладывающихся в три гидродинамические зоны, широко используемые в региональной и нефтяной гидрогеологии.

В каждом артезианском бассейне наблюдается своя гидрохимическая зональность, во многом связанная с интенсивностью водообмена и палеогидрогеологическими условиями формирования напорных вод.

В разрезах бассейнов, по Н. И. Толстихину, И. К. Зайцеву, М. С. Гуревичу, выделяются четыре гидрохимические зоны: 1) зона *А* пресных вод (с минерализацией менее 1 г/л); 2) зона *Б* солоноватых вод (от 1 до 10 г/л); 3) зона *В* соленых вод (от 10 до 50 г/л); 3) зона *Г* рассолов (свыше 50 г/л).

Гидрохимическая зона, по определению названных авторов, представляет собой часть артезианского бассейна, относительно однородную по гидрохимическому строению, в границах которой минерализация и состав вод изменяются в сравнительно узких пределах.

Здесь так же, как и выше, следует заметить, что выделение гидрохимических зон и проведение границ между ними являются приближенными, так как минерализация и состав подземных вод с глубиной изменяются постепенно, хотя и неравномерно.

В зависимости от геолого-структурных и гидродинамических условий бассейнов в разрезах последних, по Н. И. Толстихину, могут быть развиты только зона *А*, зоны *А* + *Б*, зоны *А* + *Б* + *В* и зоны *А* + *Б* + *В* + *Г*. Причем в области многолетней мерзлоты водоносные горизонты и комплексы зоны *А*, а иногда и *Б* часто находятся в мерзлом состоянии.

При наличии в верхних частях разрезов бассейнов гипсов, ангидритов, солей, а на глубине — хорошо проницаемых пород в артезианских бассейнах может иметь место так называемая гидрохимическая инверсия, объясняющая аномалии (отклонения) от нормального изменения минерализации и состава вод с глубиной.

На карте в зависимости от сочетания гидрохимических зон в вертикальном разрезе артезианского бассейна района или области выделяются гидрохимические пояса, обозначаемые теми же буквами, что и вертикальные зоны, включая и аномальные гидрохимические разрезы (рис. V-11).

Химический состав подземных вод артезианских бассейнов обусловливается составом водоносных и водоупорных пород, соотношением между собой областей питания и напора, гидродинамической и гидрохимической зональностью, геолого-структурными и физико-географическими факторами, физико-химическими, биохимическими и радиоактивными процессами, протекающими в земной коре. Не рассматривая все факторы формирования солевого и газового состава артезианских вод, отметим, что в артезианских бассейнах при областях питания, значительно превышающих области напора, имеет место активный водообмен, поэтому в бассейнах подобного типа наиболее распространены пресные воды. В крупных артезианских бассейнах с небольшими областями питания и большими по площади областями напора значительно распространены минерализованные воды часто рассольного типа.

В артезианских бассейнах всех типов и размеров при отсутствии в их разрезах гипсов, ангидритов и солей, а также высокопроницаемых пород, залегающих на глубине и выходящих на поверхность в областях питания бассейнов, пресные воды гидрокарбонатного состава обычно залегают в зоне интенсивного водообмена, минерализованные гидрокарбонатно-сульфатного, сульфатного и сульфатно-хлоридного состава — в зоне затрудненного водообмена, и высокоминерализованные воды и рассолы хлорнатриево-кальциевого типа — в зоне весьма затрудненного водообмена.

Артезианские воды имеют огромное значение в народном хозяйстве СССР. Они используются для водоснабжения городов, промышленных предприятий, железнодорожных станций, совхозов и других объектов, а также для извлечения брома и иода, в бальнеологических целях и т. д.

Использование артезианских вод возможно только при достаточных их запасах, которые зависят от размеров артезианских бассейнов и областей их питания, числа водоносных горизонтов, их мощности и фильтрационных свойств, водоотдачи пород, слагающих водоносные горизонты, климатических условий и других факторов. Запасы артезианских вод устанавливаются по результатам их разведки и опробования.

Разведка и эксплуатация артезианских вод осуществляются скважинами различной глубины и конструкции, которые устанавливаются исходя из конкретных гидрогеологических условий артезианского бассейна. На территории СССР имеется много артезианских бассейнов, различных по площади, а также по мощности, возрасту и составу слагающих их горных пород. Артезианские бассейны встречаются как в платформенных, так и в горно-складчатых областях и районах.

Районированием артезианских вод территории СССР занимались многие исследователи (А. Н. Семихатов [1925 г.], М. М. Василевский [9, 1940 г.], Г. Н. Каменский, М. М. Толстихина, Н. И. Толстихин [36], А. М. Овчинников [74], У. М. Ахмедсафин [1, 2], И. К. Зайцев [29], научно-исследовательские организации и геологические управления). Предложены различные схемы районирования. Из них здесь приводится только схема И. К. Зайцева и Н. И. Толстихина, которая построена по геолого-структурному признаку и является новой схемой в регионально-гидрогеологической литературе (рис. V-12).

За рубежом артезианские воды широко развиты в бассейнах Франции, Англии, Африки, АРЕ, Индии, Австралии, США и других стран. Краткую характеристику их можно найти в работе Г. В. Богомолова [6].

ГЛАВА VI

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ОБЛАСТИ МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ

§ 1. Общие положения

Многолетнемерзлые горные породы на территории СССР широко распространены. Они встречаются в различных по геоморфологическому и геолого-тектоническому строению районах и занимают площадь, равную 11 115 000 км², что составляет 49,7% всей территории страны (рис. VI-1). Распространены многолетнемерзлые горные породы во многих других районах земного шара (Гренландия, острова Северного Ледовитого океана, Канада, Аляска, Монголия, Китай, Антарктида и др.), занимающих 24% территории его суши.

Многолетнемерзлыми называются горные породы, содержащие в порах, пустотах и трещинах лед и имеющие отрицательную или нулевую температуру, сохраняющуюся в течение многих лет или веков *.

Область распространения многолетнемерзлых пород (многолетней мерзлоты) в СССР характеризуется отрицательной среднегодовой температурой воздуха, сухой, холодной и продолжительной зимой, коротким сравнительно теплым летом, малым (150—400 мм) количеством осадков, из которых на зимние приходится менее 50 мм (для большей части территории области). Эти климатические особенности являются малоблагоприятными для формирования и питания подземных вод всей области развития мерзлых пород, и особенно ее северных районов.

Мощность зоны многолетнемерзлых горных пород на территории СССР колеблется в широких пределах и в общем возрастает с юга на север (см. рис. VI-1). В этом же направлении падают среднегодовая температура воздуха и температура мерзлых горных пород. Не случайно северные районы области распространения многолетнемерзлых пород находятся в значительно худшей гидрогеологической обстановке, чем центральные и южные, так как в северных районах многие водоносные горизонты промерзлены, а существующие непромороженные горизонты имеют ограниченные области питания и трудные условия разгрузки.

В области многолетней мерзлоты выделяют: 1) деятельный слой (ДС) — слой максимального зимнего промерзания и летнего оттаивания (СМС, СТС); мощность деятельного слоя в зависимости от характера слагающих его пород, их влажности, гранулометрического состава, географического положения и климата района, экспозиции поверхности рельефа изменяется от нескольких сантиметров до 3—5 м; 2) зона многолетнемерзлых горных пород (ЗММГП) часто с таликами и трещинами, с которыми бывают связаны подземные воды; 3) зона талых горных пород (ЗТГП), в проницаемых разностях которых залегают и движутся подземные воды.

§ 2. Классификация подземных вод

Подземным водам области мерзлоты и ее отдельных районов посвящены работы А. В. Львова, М. И. Сумгина, Н. И. Толстихина, В. М. Пономарева, И. Я. Баранова, П. И. Мельникова, А. И. Ефимова, Н. А. Вельминой, А. И. Калабина, В. М. Максимова, Е. А. Баскова, И. К. Зайцева, Е. В. Ильиной, В. Г. Ткачук, Е. В. Пиннекер, А. И. Косолапова, О. Н. Толстихина, Н. П. Анисимовой, Н. Н. Романовского, С. М. Фотиева, Я. В. Неизвестного, А. Б. Чижова и др.

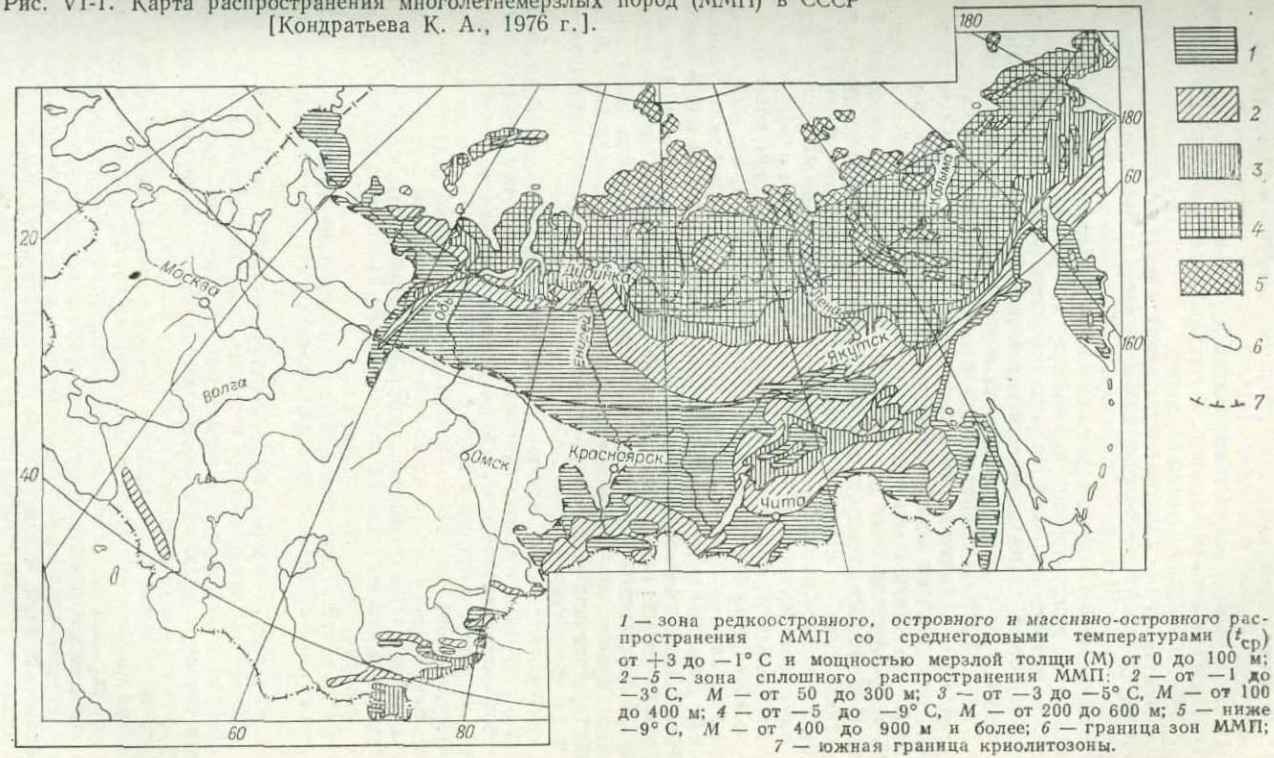
Среди исследований на эту тему особое место занимает работа Н. И. Толстихина [45], в которой рассмотрены многие вопросы, касающиеся подземных вод мерзлой зоны литосферы, и в частности их классификация, построенная по ряду признаков.

По характеру вмещающих воду горных пород, по ее фазовому состоянию и наличию мерзлой зоны земной коры подземные воды области развития многолетнемерзлых горных пород разделяются на следующие классы и подклассы:

---

* Этим определением не отрицаются колебания температуры многолетнемерзлых горных пород во времени.

Рис. VI-1. Карта распространения многолетнемерзлых пород (ММП) в СССР [Кондратьева К. А., 1976 г.].



1 — зона редкоостровного, *островного и массивно-островного* распространения ММП со среднегодовыми температурами ($t_{ср}$) от +3 до −1° С и мощностью мерзлой толщи (М) от 0 до 100 м; *2—5* — зона сплошного распространения ММП: *2* — от −1 до −3° С, *М* — от 50 до 300 м; *3* — от −3 до −5° С, *М* — от 100 до 400 м; *4* — от −5 до −9° С, *М* — от 200 до 600 м; *5* — ниже −9° С, *М* — от 400 до 900 м и более; *6* — граница зон ММП; *7* — южная граница криолитозоны.

I. Надмерзлотные воды, залегающие над зоной мерзлых пород: а) воды деятельного слоя; б) воды многолетних надмерзлотных таликов.

II. Межмерзлотные воды, залегающие внутри зоны мерзлых пород: а) воды в жидкой фазе; б) воды в твердой фазе.

III. Подмерзлотные воды, залегающие под зоной мерзлых пород на различных глубинах от ее нижней поверхности: а) непосредственно под ЗММГП; б) отделенные от ЗММГП непроницаемыми породами.

В свою очередь и те и другие подразделяются на: 1) аллювиальные; 2) поровопластовые; 3) трещинно-пластовые; 4) карстовые; 5) трещинные; 6) трещинно-жильные.

Iа. Надмерзлотные воды деятельного слоя в области развития многолетнемерзлых пород распространены повсеместно. Они связаны с водопроницаемыми пористыми и трещиноватыми горными породами различного происхождения, возраста и состава, слагающими деятельный слой. Водоупорным основанием для этих вод является верхняя поверхность многолетнемерзлых пород, неровности которой обусловливают изменение мощности надмерзлотных водоносных горизонтов параллельно движению воды и перпендикулярно к нему. Области питания и распространения этих вод в летний период совпадают между собой.

Основными источниками питания их в это время являются атмосферные осадки на участках речных долин, сложенных хорошо проницаемыми горными породами, в питании надмерзлотных вод наряду с атмосферными участвуют поверхностные воды, а иногда и подмерзлотные, особенно трещинно-жильные, связанные с нарушениями сбросового типа. Для надмерзлотных вод деятельного слоя характерно чередование в годовом разрезе напорных и безнапорных вод.

С наступлением отрицательных температур воздуха они постепенно промерзают, приобретая при этом местный криогенный напор, который изменяется во времени в зависимости от глубины промерзания надмерзлотного водоносного горизонта. Эти воды можно назвать периодически напорными или безнапорно-напорными. В связи с этим приток воды к водозаборным сооружениям (колодцам, скважинам) в течение года меняется от наибольшего значения (при максимальном оттаивании деятельного слоя) до нуля (при полном промерзании надмерзлотного горизонта), причем расчет дебита водозаборов должен производиться для напорных вод (при наличии сезонно-мерзлых пород сверху) и безнапорных (при отсутствии этих пород сверху).

Надмерзлотные воды деятельного слоя обычно слабоминерализованные, и только в районах населенных пунктов и в местах связи их с водами более глубоких горизонтов они становятся более минерализованными за счет хлоридов, щелочей, нитратов, нитритов и других компонентов.

Незначительная мощность надмерзлотных горизонтов деятельного слоя (1—2 м), своеобразный режим их во времени (промерзание зимой и оттаивание летом) являются теми факторами, которые ограничивают использование надмерзлотных вод для постоянного водоснабжения населенных пунктов, промышленных предприятий и других объектов.

Iб. Воды многолетних надмерзлотных таликов приурочены к водопроницаемым горным породам, слагающим талики, залегающие под руслами рек и озер.

Талики образуются в результате отепляющего действия на многолетнемерзлые горные породы поверхностных и теплых подземных межмерзлотных и подмерзлотных вод. Под крупными реками Сибири, несущими тепло, имеют место сквозные талики, являющиеся своеобразными областями питания и разгрузки межмерзлотных и подмерзлотных водоносных горизонтов.

Воды многолетних надмерзлотных таликов с наступлением зимнего промерзания могут приобретать местный криогенный напор, который изменяется в зависимости от глубины промерзания водоносного талика. Это позволяет воды надмерзлотных таликов отнести к периодически напорным или безнапорно-напорным.

Источниками питания вод надмерзлотных таликов являются атмосферные и поверхностные воды, межмерзлотные и подмерзлотные воды, разгружающиеся в этих таликах. Поэтому состав вод надмерзлотных таликов пестрый. Встречаются как пресные слабоминерализованные гидрокарбонатные воды, так и воды с повышенной минерализацией сульфатного, хлоридного или смешанного состава.

Запасы этих вод определяются размерами таликов, степенью их промерзания зимой, условиями питания, водоотдачей и фильтрационными свойствами горных пород, участвующих в строении таликов.

В некоторых местах области распространения многолетнемерзлых пород пресные воды непромерзаемых надмерзлотных таликов используются для постоянного водоснабжения населенных пунктов, железнодорожных станций и других объектов.

IIа. Межмерзлотные воды в жидкой фазе залегают в зоне многолетнемерзлых осадочных, метаморфических и магматических горных пород. Эти воды часто бывают гидравлически связаны с надмерзлотными и подмерзлотными водами. По характеру вмещающих воду горных пород можно выделить пластовые, карстовые и трещинно-жильные межмерзлотные воды.

Пластовые воды встречаются в аккумулятивных террасах речных долин, залегая здесь в талых песках и галечниках, переслаивающихся с мерзлыми глинистыми породами (глинами, суглинками, супесями). Карстовые воды связаны с трещинами, подземными пустотами и каналами, развитыми в известняках, доломитах и гипсах, подземных льдах, залегающих в мерзлой зоне земной коры. Трещинно-жильные воды залегают и циркулируют в тектонических трещинах сбросового характера, не выходящих за пределы нижней поверхности зоны мерзлых пород. При развитии подобных трещин ниже зоны мерзлых пород межмерзлотные трещинно-жильные воды становятся связующими между надмерзлотными и подмерзлотными водами.

Кроме перечисленных видов межмерзлотных вод последние встречаются в таликах, имеющих форму линз, лент и т. п. Такие формы залегания распространены в древних руслах и представляют собой остатки подрусловых потоков, а также в аллювиальных отложениях, слагающих террасы речных долин.

Существование в мерзлых породах межмерзлотных вод в жидкой фазе объясняется динамикой этих вод, т. е. непрерывным их движением, сохраняющим водоносные пути от промерзания, и минерализацией воды, обусловливающей замерзание ее при температуре ниже отрицательной температуры окружающих мерзлых горных пород.

Межмерзлотные воды могут быть безнапорными и напорными; для последних области их питания и распространения не совпадают между собой. Химический состав межмерзлотных вод в различных районах области развития мерзлых пород разный и определяется составом горных пород, в которых залегают эти воды, условиями их питания, наличием или отсутствием связи с надмерзлотными и подмерзлотными водами, глубиной залегания водоносных горизонтов, присутствием в гидрогеологических разрезах гипсов, ангидритов, каменной соли и другими факторами.

Установлено, что межмерзлотные воды, имеющие связь с надмерзлотными и поверхностными, являются в основном пресными гидрокарбонатного или смешанного состава, а при связи с глубокими подмерзлотными водами — более минерализованными, различными по химическому составу. Межмерзлотные воды районов, в строении которых широко развиты соленосные и гипсоносные породы, относятся к хлоридным или сульфатным, реже смешанным, имеющим высокую минерализацию, иногда соответствующую рассолам (Южная Якутия и другие районы СССР).

Межмерзлотные воды являются наиболее низкотемпературными подземными водами на Земле, и в ряде случаев, например при залегании и движении в соленосных мерзлых породах, они обладают отрицательными температурами.

Пластовые и карстовые межмерзлотные воды, залегающие в зоне дренирующего влияния современной гидрографической сети и не связанные с соленосными и гипсоносными породами, а также минерализованными водами глубоких водоносных горизонтов, в большинстве своем пригодны для водоснабжения.

IIб. Межмерзлотные воды в твердой фазе — залежи подземного льда в мерзлых породах — широко распространены в Центральной Якутии, на Ляховских и Новосибирских островах, в низовьях р. Яны и в других районах северо-востока Сибири. Подземные льды в мерзлых породах залегают в виде пластов, линз, жил, клиньев, имеющих мощность, измеряемую метрами и десятками метров. Пресные

льды при их таянии и плавлении дают воду, обычно пригодную для водоснабжения.

Подземные льды изучаются в общем мерзлотоведении, инженерном мерзлотоведении, криолитологии, геоморфологии и четвертичной геологии, географии, гляциологии, инженерной геологии, механике мерзлых грунтов и в других науках.

Изучению льдов, в том числе и подземных, посвящены многочисленные работы М. И. Сумгина [43, 44], П. А. Шумского [59], А. И. Попова [31, 36], Б. А. Савельева [40], Е. А. Втюриной, Б. И. Втюрина [5] и др. Существует много классификаций подземных льдов, из них наиболее простой является классификация А. И. Попова и Н. И. Толстихина (табл. VI-1).

Таблица VI-1

Классификация подземных льдов, по А. И. Попову, Н. И. Толстихину

Подземные льды		
Формирующиеся в земной коре (эндогенные)	Погребенные (экзогенные)	
Повторно-жильные Жильные инъекционные Сегрегационные Лед-цемент Пещерные (полосчатые) Горных выработок	Снежные Глетчерные фирновые (снежные)	Водные Наледные речные Озерные и болотные Морские

Из табл. VI-1 видно, что к эндогенным относятся следующие типы льдов: повторно-жильные, образующиеся вследствие проникновения поверхностных вод в морозобойные трещины и полости (клиновидные, столбообразные и неправильной формы залежи льда, полигональные ледяные системы на равнинах); жильные (в трещиноватых магматических, метаморфических и осадочных горных породах); инъекционные, формирующиеся в грубодисперсных породах или по напластованию пород с разной проницаемостью и плотностью; сегрегационные (миграционные), являющиеся следствием промерзания гравитационной воды, мигрирующей в тонкодисперсные породы к фронту промерзания из водоносных песчаных образований; лед-цемент, образующийся при промерзании влажных дисперсных вод без нарушения расположения частиц, слагающих породы, это один из основных компонентов мерзлой породы; льды пещер и горных выработок, возникающие при замерзании свободной воды, конденсации, сублимации водяных паров и в результате перекристаллизации занесенного в пещеры и выработки снега. К экзогенным относятся следующие типы льдов: снежного и водного происхождения (погребенный, снежный, фирновый, наледные — речные, озерные, болотные, морские).

Относительно вмещающих пород различают сингенетические и эпигенетические льды, первые из них образуются одновременно с вмещающими породами (льды четвертичных отложений), вторые — подземные льды — формируются неодновременно с вмещающими породами как в четвертичных, так и в более древних отложениях, а также в кристаллических породах, карстовых пещерах и в горных выработках.

В гидрогеологии подземные льды, по образному выражению Н. И. Толстихина, являются «водным резервом», который при деградации ЗММГП пополняет запасы подземных вод в районах многолетней мерзлоты. Следовательно, роль подземных льдов в гидрогеологии рассматривается в тесной связи с динамикой мерзлотного процесса, под которой понимают единство и борьбу двух противоположных явлений — деградации и аградации ЗММГП под влиянием естественных и искусственных факторов. При деградации подземные льды являются источником восполнения общих запасов подземных вод в области многолетней мерз-

лоты; при аградации происходит уменьшение запасов жидкой фазы подземных вод в районах мерзлоты. Этим объясняются важность и необходимость установления при гидрогеологических исследованиях преобладающей составляющей мерзлотного процесса — деградации или аградации ЗММГП в исследуемом районе области многолетней мерзлоты, используя при этом теоретические положения и методические рекомендации по мерзлотному прогнозу, разработанному кафедрой мерзлотоведения МГУ под руководством проф. В. А. Кудрявцева [16].

III. Подмерзлотные воды — подземные воды, залегающие или непосредственно под зоной многолетнемерзлых горных пород или отделенные от ее нижней поверхности водонепроницаемыми породами. Эти воды в отличие от над- или межмерзлотных вод встречаются только в жидкой фазе. Они относятся к напорным, причем при залегании непосредственно под зоной мерзлых пород имеют низкие температуры, близкие к нулю, тогда как воды, не контактирующие с нижней поверхностью данной зоны, обладают положительными температурами, иногда относительно высокими. Как указывалось выше, подмерзлотные воды подразделяются на аллювиальные, порово-пластовые, трещинно-пластовые, карстовые, трещинные и трещинно-жильные. Подмерзлотные аллювиальные воды встречаются в тех речных долинах, в которых мощность зоны мерзлых пород не превышает мощности аллювиальных отложений.

Мерзлые горные породы относительно осевых частей долин в зависимости от ориентировки последних и экспозиции их склонов могут залегать симметрично (например, в долинах меридионального простирания Восточного Забайкалья и др.), асимметрично (на склонах северной экспозиции мощность зоны мерзлых пород больше, чем на склонах южной экспозиции) или выклиниваться к центральной части долин и т. п. Эти условия залегания мерзлых пород в речных долинах необходимо всегда учитывать при поисках и разведке подмерзлотных аллювиальных вод.

Температура подмерзлотных аллювиальных вод близка к 0° С, реже равна 1—2° С, причем повышается она с увеличением глубины их залегания от нижней поверхности зоны мерзлых пород.

Подмерзлотные порово-пластовые и трещинно-пластовые воды залегают в различных осадочных горных породах. Первые из них характерны для слабосцементированных и несцементированных пористых пород; вторые встречаются в плотных осадочных породах, в которых трещиноватость доминирует над пористостью.

Подмерзлотные карстовые воды по условиям залегания и циркуляции аналогичны подобным водам, широко распространенным вне области развития многолетнемерзлых горных пород. Карстовые водоносные горизонты приурочены к закарстованным известнякам, доломитам, гипсам, залегающим под зоной мерзлых пород. Среди других водоносных горизонтов области развития мерзлых пород карстовые горизонты являются наиболее водообильными. С ними связаны многие крупнодебитные источники, часто образующие зимой большие наледи (Южная Якутия и другие районы Северо-Востока СССР).

Подмерзлотные трещинные и трещинно-жильные воды в области распространения многолетнемерзлых пород, так же как и вне этой области, приурочены к трещинам коры выветривания и трещинам тектонического происхождения. Наибольшее практическое значение имеют трещинно-жильные воды, как обладающие более постоянным режимом и значительными запасами, тогда как трещинные воды коры выветривания в районах с большой мощностью мерзлой зоны в основном проморожены, а в районах с небольшой мощностью ее сохраняется лишь часть трещинных вод, питание которых вследствие наличия мерзлой зоны сильно затрудняется или прекращается совсем.

Подмерзлотные воды в области развития мерзлых пород широко распространены в горно-складчатых районах, массивах кристаллических пород и артезианских бассейнах. Артезианские бассейны иногда имеют огромные площади и включают несколько подмерзлотных водоносных комплексов и горизонтов (Якутский, Тунгусский и многие другие бассейны). Области питания, напора и разгрузки подмерзлотных вод различаются между собой как по площади, так и по расположению в пределах артезианского бассейна или гидрогеологического массива или района.

Питание подмерзлотных вод происходит за счет атмосферных осадков, надмерзлотных, межмерзлотных и поверхностных вод под крупными реками и озерами и морских вод побережий морей. *Питание происходит путем инфильтрации* и инфлюации вод через подрусловые и водораздельные сквозные талики, сложенные хорошо проницаемыми пористыми и трещиноватыми горными породами, через зоны тектонических разломов и сильной закарстованности пород и т. д.

Областями разгрузки над-, меж- и подмерзлотных вод *являются моря и озер*ные котловины, долины рек, овраги и распадки, тектонические трещины и разрывы, по которым воды глубоких водоносных комплексов, горизонтов и зон выходят на поверхность Земли; зоны контактов магматических пород с осадочными; своды антиклинальных структур, особенно когда последние прорезаются речными долинами; талики под крупными реками, которые одновременно для одних водоносных горизонтов служат областями питания, для других — областями разгрузки.

Наряду с наземными (субаэральными) областями разгрузки для районов мерзлоты весьма характерны подводные (субаквальные) области разгрузки, хорошо наблюдаемые зимой, когда на реках, в местах выходов подземных вод, образуются *полыньи*. Кроме того, подмерзлотные воды глубоких водоносных горизонтов и комплексов артезианских бассейнов, примыкающих к побережью морей, могут разгружаться ниже уровня моря — в субмаринных областях разгрузки, а также, вероятно, по тектоническим трещинам и разломам и контактам размытых пород в предгорные *краевые прогибы*, которые характеризуются наиболее сложными, почти неизученными мерзлотно-гидрогеологическими условиями формирования подземных вод.

Формирование химического состава подмерзлотных вод определяется составом вмещающих их горных пород, *условиями питания, глубиной* залегания водоносных горизонтов и фильтрационными свойствами слагающих их горных пород, наличием в разрезах соленосных и гипсоносных пород, деятельностью микробов, радиоактивными явлениями, протекающими в земной коре, и другими факторами. Поэтому минерализация, солевой и газовый состав *подмерзлотных вод весьма* разнообразны: встречаются как пресные, пригодные для водоснабжения воды, так и минерализованные, иногда рассольного типа воды, имеющие промышленное значение и содержащие Br, I, B, Ba, Sr, Ra и другие микроэлементы, газы H_2S, CH_4, тяжелые углеводороды, характерные для подземных вод соленосных и нефтегазоносных отложений, областей и структур.

Глубина залегания подмерзлотных вод различна и определяется мощностью *зоны* мерзлых пород, геолого-структурными и гидрогеологическими условиями района распространения этих вод и приуроченностью его к той или иной области артезианского бассейна (питания, напора или стока). Наибольшие глубины залегания обычно приходятся на области напора артезианских бассейнов, наименьшие *имеют место в областях* их питания и стока.

В пределах всей области развития многолетнемерзлых горных пород глубина залегания подмерзлотных вод увеличивается с юга на север, достигая в центральных и северных районах ее 300—600 м и даже более. Разведка и эксплуатация *подмерзлотных вод для водоснабжения* и других целей осуществляются колонковыми и роторными скважинами, бурение которых в мерзлых породах в настоящее время достаточно хорошо освоено.

Гидрогеология области многолетнемерзлых пород характеризуется рядом особенностей, которые *Н. И. Толстихин*, Н. А. Вельмина, А. И. Ефимов [49] разделяют на общие, региональные и локальные.

К общим особенностям, обусловленным наличием зоны мерзлых пород, относятся: наличие твердой фазы подземных вод — подземных льдов; разделение жидкой фазы подземных вод на над-, меж- и *подмерзлотные воды*, тесно связанные между собой и подчиняющиеся общим гидрогеологическим закономерностям; своеобразие водообмена, происходящего во взаимодействии с многолетнемерзлыми породами; изменение существующих соотношений мерзлых и талых пород, а тем самым твердой и жидкой фаз подземных вод *во времени и в пространстве* под влиянием естественных и искусственных факторов, т. е. под влиянием теплового баланса земной поверхности, почвы и литосферы и деятельности человека, приводящей к изменению термического режима мерзлоты, условий питания,

разгрузки подземных вод, их химического состава и т. п.; своеобразие гидродинамического и температурного режима подземных вод и в некоторой степени условий формирования их солевого и газового состава.

К региональным относятся геолого-структурные особенности, заключающиеся в том, что в платформенных областях и краевых прогибах преимущественно развиты артезианские бассейны порово-пластовых, трещинно-пластовых и карстово-пластовых подмерзлотных вод; менее распространены здесь подмерзлотные воды гидрогеологических массивов; наоборот, в геосинклинальных (горно-складчатых) областях широко развиты трещинные напорные подмерзлотные воды, приуроченные к гидрогеологическим массивам; менее распространены воды межгорных и других артезианских бассейнов, а также вулканогенных супербассейнов.

Локальные особенности определяются геологическим строением отдельных районов области мерзлоты, в частности мощностью и составом четвертичных отложений, водопроницаемостью пород, наличием молодых глубоких разломов, закарстованностью пород, рельефом и климатом района и т. д.

Общие, региональные и локальные особенности определяют специфику, сложность гидрогеологии области мерзлоты, с ними связаны условия питания, движения и разгрузки над-, меж- и подмерзлотных вод, а также интенсивность водообмена, формирование химического состава подземных вод и их режим во времени.

К новейшим работам, написанным за последние 10—12 лет и отражающим различные особенности и условия развития подземных вод области многолетней мерзлоты, относятся работы Н. И. Толстихина [21, 47, 48, 50], И. К. Зайцева [3], П. Ф. Швецова [57, 58], Н. А. Вельминой [4], Е. А. Баскова [3], Н. Н. Романовского [26, 60], О. Н. Толстихина [9, 10, 46], Н. П. Анисимовой [8], С. М. Фотиева [52], И. А. Некрасова [25], Я. В. Неизвестного [50] и др. В этих работах освещаются теоретические и методические вопросы гидрогеологии области многолетней мерзлоты.

§ 3. Мерзлотно-гидрогеологические явления

Подземные воды области распространения многолетнемерзлых пород характеризуются некоторыми специфическими чертами своего режима, отличающими его от режима подземных вод других районов и определяемыми промерзанием и оттаиванием горных пород деятельного слоя и деградацией или нарастанием зоны многолетнемерзлых пород во времени. В зависимости от этих факторов меняются во времени условия питания и дренирования над-, меж- и подмерзлотных водоносных горизонтов, характер взаимосвязи их между собой, смена жидкой фазы твердой и, наоборот, переход вод из безнапорных в напорные.

Вследствие процессов промерзания и оттаивания в области, занятой многолетнемерзлыми породами, происходит рост бугров пучения, наледей, развитие термокарста и т. д.

Бугры пучения возникают в результате сложных физико-механических процессов, протекающих в замерзающих песчаных, песчано-глинистых и глинистых горных породах. При этом образование и рост бугров связаны с миграцией воды, происходящей в этих породах в процессе их промерзания.

Совокупность таких процессов, как замерзание пород и части содержащейся в них воды, миграция ее при промерзании пород, образование бугров, растрескивание их, излияние воды на поверхность и ее замерзание, М. И. Сумгин называет наледным процессом, результатом которого являются разнообразные наледи, встречаемые в области развития многолетнемерзлых пород. По Н. И. Толстихину [45], наледи — ледяное тело, образовавшееся при замерзании речной или подземной воды, излившейся на поверхность льда, снега, земли или в пределах деятельного слоя в результате промерзания того водоносного тракта, по которому движется вода. Такого же определения придерживались А. В. Львов [17], В. Г. Петров [29] и другие.

Наледи районов распространения многолетнемерзлых пород весьма разнообразны по происхождению, положению относительно поверхности Земли, форме и размерам.

По происхождению различают наледи речных вод, образующиеся при промерзании рек, и наледи над-, меж- и подмерзлотных вод, в свою очередь подразделяемые на ключевые, возникающие при замерзании воды источников, и грунтовые — при промерзании грунтовых или надмерзлотных водоносных горизонтов. Кроме этих встречаются и смешанные наледи, которые образуются за счет речных и подземных вод одновременно.

Относительно поверхности Земли наледи бывают наземные и подземные. Наземные наледи встречаются в оврагах и речных долинах, на приводораздельных склонах, водораздельных пространствах и т. п. По длительности своего существования различают однолетние (сезонные) наледи и многолетние, сохраняющиеся в течение многих лет непрерывно.

Наледи имеют самые различные формы: округлую или овальную (на горизонтальных поверхностях современного рельефа), удлиненную (на дне долин и оврагов), треугольно-языковую (на склонах речных долин и оврагов) и другие более сложные формы, определяемые особенностями строения современного рельефа в месте образования наледи. Вопросам распространения наледей в СССР, их генезису, режиму, классификации, мерам борьбы с ними посвящены работы: С. А. Подъяконова [33], А. В. Львова [17], М. И. Сумгина [43], В. Г. Петрова [29], Н. И. Толстихина [45, 46, 47, 48], А. М. Чекотилло [1940, 1962 гг.], Б. В. Зонова [1944 г.], В. П. Седова, П. Ф. Швецова [1941, 1951 гг.], А. И. Ефимова [1952, 1960 гг.], А. И. Калабина [13], Н. А. Вельминой [4], И. А. Некрасова [25], А. А. Цвида [1956, 1960, 1962 гг.], А. С. Симакова [41], С. М. Фотиева [52], Н. Н. Романовского [26, 32], Б. И. Куделина [1966 г.], Н. А. Букаева [1966, 1969 гг.]; А. С. Кузнецова [1961 г.], В. Р. Алексеева [1969 г.], Ф. Э. Арэ [1969 г.], О. Н. Толстихина [46], Б. Л. Соколова [42], В. Р. Алексеева, Н. Ф. Савко [1] и других исследователей.

Из работ перечисленных исследователей особенно следует выделить книги О. Н. Толстихина [46], Б. Л. Соколова [42] и В. Р. Алексеева, Н. Ф. Савко [1], в которых на современном уровне развития мерзлотоведения, гидрогеологии, гидрологии, тепло- и массообмена при наледных процессах рассматриваются вопросы формирования наледей, их морфология, классификация, условия питания и режим, значение для оценки ресурсов подземных вод в районах многолетней мерзлоты, их влияние на различные инженерные сооружения и др.

Заметим, что первая из этих работ носит геолого-гидрогеологический характер, вторая — инженерно-гидрогеологический и третья — прикладной, с анализом тепло- и массообмена и математического моделирования наледных процессов.

Наледи состоят из слоев льда различной мощности (1 см — десятки сантиметров) и разных цветовых оттенков (бесцветные, голубоватые, желтоватые наледи), что в основном объясняется физическими свойствами и химическим составом подземной воды, питающей наледь. Наледи, питающиеся гидрокарбонатными водами известняков и доломитов, обычно обладают голубым цветом, гидрокарбонатными водами песчано-глинистых отложений — желтоватым, иногда с содержанием минеральных частиц и т. д. Состав льда наледей в общем отражает состав питающих их подземных вод, но с пониженной минерализацией за счет выпадения в осадок на поверхности наледи кремниевых, карбонатных и железистых солей в процессе замерзания воды.

По составу солей, образовавшихся на поверхности наледи, получают представление о гидрохимической обстановке формирования наледи и ее режиме во времени. Режим формирования наледей может быть непрерывным и прерывным, когда наледи образуются только в зимнее время; летом они тают и разрушаются, в первом случае под действием солнечного тепла, во втором — речного потока (термоэрозия). Методика расчетов количественных показателей, характеризующих рост (развитие) наледей, изменение их размеров во времени, процесс таяния и разрушения наледей, роль наледей в формировании ресурсов подземных вод, имеется в ранее названных работах [1, 40, 42].

Размеры наледей на территории СССР изменяются в широких пределах — от небольших по площади (<100 м²) до гигантских (1—2 км²) (табл. VI-2).

Заметим, что пользоваться классификацией наледей по площади можно по результатам мерзлотно-гидрогеологической съемки любого масштаба и назначения; по объему — данными съемки и разведки наледи буровыми скважинами,

Таблица VI-2

Классификация наледей, по О. Н. Толстихину, Б. Л. Соколову, В. Г. Петрову, А. С. Симакову

Категория	Наледи	Площадь, м²	Объем, м³
I	Очень мелкие	$<1\cdot10^3$	$<2\cdot10^3$
II	Мелкие	$1\cdot10^3$—$1\cdot10^4$	$2\cdot10^3$—$2\cdot10^4$
III	Средние	$1\cdot10^4$—$1\cdot10^5$	$2\cdot10^4$—$2\cdot10^5$
IV	Крупные	$1\cdot10^5$—$1\cdot10^6$	$2\cdot10^5$—$2\cdot10^6$
V	Очень крупные	$1\cdot10^6$—$1\cdot10^7$	$2\cdot10^6$—$2\cdot10^7$
VI	Гигантские	$1\cdot10^7$	$2\cdot10^7$

шурфами, геофизическими методами исследований. Мощность наледей колеблется от десятых долей до десятка метров. К крупным относятся наледи, источниками питания которых являются речные воды, воды мощных подрусловых потоков, карстовые, трещинно-жильные, меж- и подмерзлотные воды, а также смешанные наледи, образующиеся при одновременном их питании поверхностными и подземными водами. Размеры и формы наледей не остаются постоянными. Известно, что наледи, действующие всю зиму, достигают своего максимального развития в начале весны, перед снеготаянием, а непостоянно действующие — в период выливания на дневную поверхность последнего количества наледной воды.

Поверхность наледей в ряде случаев является неровной, она осложняется наледными буграми высотой 2—3 м и трещинками, прорезающими наледные бугры и тело наледи. Иногда по этим трещинам происходит излияние наледной воды на поверхность. Лед наледей обычно имеет слоистое строение, реже массивное, и обладает, как отмечалось выше, белым, зеленовато-голубым, синим, желтым и красно-бурым цветом, определяемым физическими свойствами воды, образовавшей наледь.

Кроме наземных наиболее распространены в районах развития многолетнемерзлых пород подземные наледи, разделяемые на однолетние, возникающие и развивающиеся в зимний период в пределах деятельного слоя и исчезающие к осени, и многолетние, названные Н. И. Толстихиным гидролакколитами, развивающимися в основном в зоне многолетнемерзлых пород за исключением верхней их части, которая располагается в деятельном слое.

В рельефе однолетние наледи выражаются в виде небольших бугров высотой до 2 м и диаметром несколько метров; многолетние имеют высоту до 10—12 м (в южных районах области развития мерзлых пород), 15—30 м и более, при диаметре 60—80 м и более, с крутизной склонов до 40° (в центральных и северных районах). Наряду с такими по размерам и крутизне склонов гидролакколитами встречаются поднятия с пологими склонами.

Источниками питания гидролакколитов являются надмерзлотные и главным образом меж- и подмерзлотные воды. В строении гидролакколитов участвуют (сверху вниз) почвенно-растительный покров, лед, вода и мерзлые песчаные или песчано-глинистые породы. Часто между льдом и водой находится воздушное пространство, заполненное влажным воздухом.

В процессе роста и под влиянием солнечного тепла гидролакколиты растрескиваются, постепенно разрушаются, склоны и вершины их, обращенные к югу, проседают, образуя при этом пологие воронки, часто заполненные водой.

Подток подземной воды в эти воронки снизу приводит к тому, что вода из воронок начинает переливаться через борта их и стекать ручейками в пониженные места современного рельефа. Таким образом на месте гидролакколитов, и особенно пологих их разновидностей, образуются озера протаивания, достигающие иногда значительных размеров. Многочисленными исследованиями установлено, что наибольшее количество источников, наледей, гидролакколитов, озер протаивания, бугров пучения и воронок их взрыва встречается на поверхностях

современного рельефа, имеющих южную, юго-восточную и юго-западную экспозиции, на также в заболоченных падях, на речных аккумулятивных террасах и на дне крупных оврагов.

Кроме озер протаивания, возникающих при разрушении гидролакколитов, в районах, занятых многолетнемерзлыми породами, имеют место провалы почвы и подстилающих ее пород, образующиеся при таянии подземного льда. Следствием этого процесса, называемого термокарстом, являются термокарстовые озера и другие провальные мезо- и микроформы: воронки, блюдца, колодцы, ложбины, долины и т. п.

Подробное описание термокарста, истории его исследований, закономерностей и факторов, определяющих его развитие, характеристика районов распространения в СССР термокарста и его научно-практического значения приводятся в работе С. П. Качурина [14]. Рекомендации по методике изучения термокарстовых процессов даются в методическом руководстве АН СССР [34] и в инструкции ПНИИС Госстроя СССР [38], а также в капитальных трудах по общему мерзлотоведению и мерзлотному прогнозу [16, 21, 26, 44] и инструкциях по мерзлотно-гидрогеологической съемке (гл. I, т. 2).

Термокарст, возникающий вне влияния человека, является важным признаком деградации зоны многолетнемерзлых пород. Деградация способствует улучшению условий питания подземных вод и увеличению их динамических и общих запасов. Этим объясняются важность и необходимость установления при гидрогеологических исследованиях в том или ином районе области распространения многолетнемерзлых пород превалирующей стороны мерзлотного процесса — деградации или нарастания зоны мерзлых пород.

В заключение отметим, что бугры пучения и наледи в районах с наличием многолетнемерзлых пород являются надежными поисковыми признаками на подземные воды. Картирование и всестороннее изучение бугров пучения, наледей, термокарстовых форм составляют важнейший элемент проводимых в этих районах мерзлотно-гидрогеологических исследований.

ГЛАВА VII

ИСТОЧНИКИ

§ 1. Основные определения и классификация источников

Источником (родником, ключом) называется естественный выход подземной воды на земную поверхность *. Выход подземных вод на поверхность обусловливается тремя часто связанными между собой факторами:

1) расчленением местности, т. е. пересечением водоносных горизонтов эрозионными и другими отрицательными формами современного рельефа — речными долинами, балками, оврагами, распадками, озерными котловинами и т. п.;

2) структурно-геологическим строением местности, т. е. наличием пликативных и дизъюнктивных дислокаций (открытых тектонических трещин, зон тектонических нарушений, антиклинальных складок с нарушенными сводами, крыльями и пр.);

3) наличием в районе интрузий и даек, в зонах контактов которых с осадочными породами могут образоваться открытые трещины, выводящие на поверхность подземные воды. Кроме того, в осадочных породах, в самих интрузиях и дайках по трещинам также могут выходить на поверхность подземные воды.

В настоящее время сводной классификации источников, отражающей условия их выхода, связь с различными типами подземных вод, их режим, практическое

* Термин «источник» употребляется для выхода любой подземной воды (пресной, минеральной, термальной), родник — преимущественно для естественных выходов пресной воды.

использование, не существует. Имеющиеся частные классификации и схемы построены или по характерным горным породам, с которыми связаны источники (А. Гейм), или по гидравлическому признаку (связь с напорными и безнапорными водами) с учетом условий выхода источников (К. Кейльгак, Е. Принц, Р. Кампе, Ф. П. Саваренский, А. Н. Семихатов, О. К. Ланге и др.), по характеру горных пород в сочетании с типами подземных вод (А. М. Овчинников), по режиму источников (М. Е. Альтовский), по дебиту (Н. А. Маринов, Н. И. Толстихин) и др.

По связи с безнапорными и напорными водами различают нисходящие и восходящие источники.

По приуроченности к отдельным типам подземных вод можно выделить источники: 1) питающиеся верховодкой; 2) грунтовых поровых вод; 3) трещинных вод; 4) карстовых вод; 5) артезианских вод; 6) подземных вод области многолетней мерзлоты.

1. Источники, питающиеся верховодкой, характеризуются резкими эпизодическими колебаниями дебита, температуры и состава, зависящими в основном от изменения метеорологических условий района распространения этих источников.

2. Источники грунтовых поровых вод являются нисходящими; дебит, температура и состав их подвержены сезонным и в меньшей степени эпизодическим колебаниям, которые обусловлены также в основном изменением метеорологических условий района. В этой группе выделяется несколько типов источников: эрозионные, контактовые, выклинивания, переливающиеся (или экранированные, по М. Е. Альтовскому, 1961 г.).

Эрозионные источники образуются в результате активных эрозионных процессов, вскрывающих грунтовые водоносные горизонты на ту или иную глубину. Контактовые источники выходят в отрицательных формах рельефа, на контактах хорошо проницаемых со слабопроницаемыми или водоупорными породами, залегающими наклонно или горизонтально. Источники выклинивания возникают вследствие стратиграфического выклинивания самого водоносного горизонта или же уменьшения его поперечного сечения.

Переливающиеся (или экранированные) источники имеют восходящее движение воды в месте выхода на поверхность. Восходящее движение в этом случае возникает вследствие различных причин: 1) развития слабопроницаемого или непроницаемого делювия на склонах отрицательных форм современного рельефа (литологически экранированные источники); 2) больших неровностей водоупорного ложа водоносного горизонта, питающего источник; 3) наличия сброса у головки источника, препятствующего нисходящему движению грунтовых вод (тектонически экранированные источники); 4) фациальной изменчивости горных пород, слагающих грунтовый водоносный горизонт (фильтрационно-экранированные источники).

3. Источники грунтовых и напорных трещинных вод бывают нисходящие и восходящие. Первые связаны с трещинами зоны выветривания магматических, метаморфических и осадочных горных пород. От источников грунтовых поровых вод они отличаются тем, что обычно имеют более концентрированные сосредоточенные выходы.

Восходящие источники приурочены к отдельным тектоническим трещинам сбросового типа и зонам тектонических нарушений, пересекающих и дренирующих систему трещин зоны выветривания. Эти источники питаются напорными трещинными водами, причем напор в них обусловливается гидростатическим давлением, давлением газов (нарзаны и др.) или водяных паров (гейзеры).

К этой группе относятся большинство выходов минеральных вод (см. гл. VIII), а также термальные и горячие источники.

4. Источники грунтовых и напорных карстовых вод встречаются как нисходящие, так и восходящие. Они отличаются большим разнообразием условий выхода на поверхность. Питаются карстовыми водами, широко распространенными в районах развития карбонатных (известняки, доломиты, мергели), сульфатных (гипсы, ангидриты) и соленосных горных пород.

Из большого количества разнообразных карстовых источников можно выделить три подгруппы: перемежающиеся, постоянные и субмаринные (эжекторные).

Перемежающиеся источники характеризуются резким непостоянством дебита во времени; действуя по принципу сифона (рис. VII-1), они дают то большие дебиты, то очень малые, вплоть до прекращения выхода воды. Связаны подобные источники с зоной, залегающей выше уровня карстовых вод.

Постоянные источники связаны с крупными трещинами, подземными каналами, горизонтальными пещерами, развитыми в зоне распространения основных карстовых водоносных горизонтов. Дебит этих источников иногда достигает нескольких кубических метров в секунду, причем часто имеет резкие колебания по сезонам года.

Субмаринные источники приурочены к подземным карстовым каналам, залегающим ниже уровня моря (рис. VII-1). Характерной особенностью этих источников является периодичность их выхода под водой в зависимости от соотношения давлений в канале и над головками источников. Если давление в канале превышает давление столба воды над головкой источника, то последний функционирует (как результат эжекторного действия пресного потока); при обратном соотношении давлений происходит засасывание поверхностной морской воды в глубь карстующегося массива (морская мельница). Иногда при соответствующей взаимосвязи трещин и каналов в карстующемся массиве засасывание сопровождается выходом морской воды выше уровня моря. На склонах карстующихся пород появляются соленые источники выше пресных.

5. Источники артезианских вод являются восходящими, связаны они с напорными водами артезианских бассейнов и склонов. На территории артезианских бассейнов источники выходят в долинах рек, *оврагах, озерных котловинах*, складках, трещинах сбросового характера, зонах контактов интрузий и даек с осадочными горными породами, находящихся в областях напора и разгрузки.

Артезианские склоны характерны для предгорных районов, где моноклинально залегающие водоносные породы, погружаясь под водоупорные, выклиниваются или фациально изменяются от грубообломочных и песчаных разностей до песчано-*глинистых и глинистых. Вследствие этого создается гидростатический* напор, приводящий к появлению мощных восходящих источников, иногда по линиям, повторяющим конфигурацию подножия гор (см. гл. V).

6. Источники подземных вод области многолетней мерзлоты подробно изучались Н. И. Толстихиным, В. М. Максимовым, А. И. Ефимовым, Н. П. Ани-

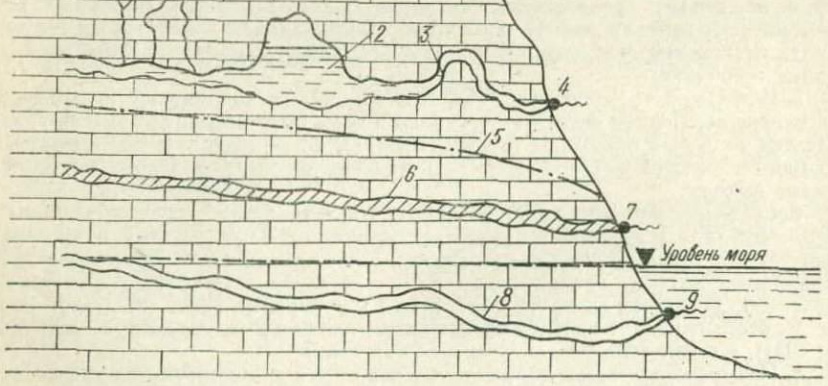


Рис. VII-1. Карстовые источники.

1 — трещины и каналы, выходящие на поверхность Земли; *2* — карстовая полость; *3* — изогнутый канал сифонного типа; *4* — перемежающийся источник; *5* — уровень воды постоянного карстового водоносного горизонта; *6* — карстовый канал; *7* — постоянный источник; *8* — карстовый канал, залегающий ниже уровня моря; *9* — субмаринный источник.

симовой, П. Ф. Швецовым, А. И. Калабиным (предложившими их классификации). В соответствии с этими классификациями выделяются следующие источники: надмерзлотные — нисходящие, межмерзлотные — преимущественно восходящие, подмерзлотные — восходящие (см. гл. VI).

Надмерзлотные — нисходящие источники выходят в отрицательных формах современного рельефа и в зависимости от вида питающих их надмерзлотных вод разделяются на две подгруппы: 1) источники деятельного слоя, 2) источники надмерзлотных таликов.

Источники надмерзлотных вод деятельного слоя в летний период питаются *поровыми или трещинными водами, залегающими над верхней* поверхностью многолетней мерзлоты в четвертичных рыхлых отложениях или трещинах зоны выветривания магматических, метаморфических или осадочных горных пород. С наступлением отрицательных температур воздуха надмерзлотные воды деятельного слоя в большинстве своем промерзают. Прекращается в связи с этим и функционирование источников первой подгруппы. Процесс промерзания надмерзлотного водоносного горизонта, *как отмечалось ранее, сопровождается образованием* бугров пучения, небольших наледей и т. п.

Источники надмерзлотных таликов связаны с водами этих таликов, образовавшихся под руслами рек и ручьев, озер и стариц в результате отепляющего их действия на многолетнемерзлые горные породы. Сложены талики разнозернистыми песками, реже трещиноватыми породами различного возраста, состава и происхождения. Встречаются надмерзлотные *талики сложного строения, когда* водоносные аллювиальные пески подстилаются водоносными же известняками, доломитами или песчаниками. Зимой вода надмерзлотных таликов промерзает, за исключением участков со сравнительно мощными таликами, сложенными хорошо проницаемыми породами. Промерзание их бывает связано с образованием наледей, бугров пучения, гидролакколитов и пр.

Нередко источники первой подгруппы сбрасывают свои воды в речные долины, озерные котловины и т. п., пополняя тем самым запасы надмерзлотных вод таликов, питающих вторую подгруппу источников. Кроме такой связи в летний период существует подземная гидравлическая связь надмерзлотных вод деятельного слоя и таликов.

Наибольшими дебитами надмерзлотные источники первой и второй подгрупп обладают в период максимального оттаивания мерзлых пород, который для большинства районов мерзлоты приходится на сентябрь. Воды надмерзлотных источников, как правило, пресные, слабоминерализованные гидрокарбонатного, сульфатного или смешанного гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридного состава. Реже, при подпитывании надмерзлотных таликов водами более глубоких водоносных горизонтов, встречаются источники с повышенной минерализацией воды. Источники первой подгруппы используются для временного индивидуального водоснабжения; источники второй подгруппы — для мелкого водоснабжения животноводческих ферм, МТС и небольших населенных пунктов.

Межмерзлотные — восходящие источники питаются напорными водами таликов, встречающихся в гидрогеологических разрезах с так называемой слоистой мерзлотой (см. гл. VI), напорными трещинно-карстовыми водами, водами разнообразных по форме трещин и каналов, развитых в залежах подземных льдов. Межмерзлотные источники в зависимости от характера питающих их водоносных горизонтов обладают различными дебитами — от десятых долей литра до десятков литров в секунду — и сравнительно постоянным режимом во времени.

При выходе в долинах рек эти источники зимой образуют наледи (см. гл. VI). Воды межмерзлотных источников пресные или минерализованные, гидрокарбонатные, сульфатные, смешанного состава или хлоридные. Пресные источники используются для постоянного водоснабжения населенных пунктов, находящихся в области мерзлоты.

Подмерзлотные — восходящие источники питаются различными подземными водами, залегающими под зоной многолетнемерзлых пород, порово-пластовыми, трещинно-пластовыми, трещинными и трещинно-карстовыми. Характеризуются они *постоянством дебита, температуры и состава воды.* Зимой образуют крупные наледи, размеры которых определяются дебитами питающих их источников.

В некоторых районах Северо-Востока СССР встречаются гигантские наледи [24, 42, 46, 55].

Воды подмерзлотных источников различны по составу. Встречаются пресные воды, *пригодные для питья* и технических целей, и воды с повышенной и высокой, вплоть до рассола, минерализацией, непригодные для водоснабжения, но имеющие вследствие содержания в них в больших концентрациях I, Br, B и других микрокомпонентов *промышленное и нефтегазопоисковое* значение.

Исследованиями Н. И. Толстихина, Н. И. Обидина, И. Я. Баранова и других установлено, что в южных частях области многолетней мерзлоты выходы источников зависят от экспозиции склонов. *Большее число источников* выходит на южных склонах и совсем незначительное — на северных. В менее выраженной форме эта закономерность наблюдается и в центральных частях области многолетней мерзлоты (Якутия и другие районы).

В дополнение к основным типам источников, встречаемых в области многолетней мерзлоты, следует выделить так называемые субаквальные источники, которые выходят на дне рек и озер. Питаются эти источники водами надмерзлотных многолетних таликов или межмерзлотными и подмерзлотными водами. *Наличие в реках* и озерах слоя воды маскирует места выхода субаквальных источников в летнее время. Зимой же на реках и озерах, в местах, где выходят источники, особенно когда они имеют высокие дебиты и температуру, образуются полыньи, не *замерзающие иногда всю зиму*. Полыньи в области многолетней мерзлоты наблюдаются на многих реках и озерах.

Таблица VII-1

Химический состав воды гейзеров (г/л), по А. М. Овчинникову

Показатели	Гейзеры				
	Малый (Камчатка)	*Ванна* (Камчатка)	Сахарный (Камчатка)	Большой (Исландия)	Коралловый шпрудель (США)
T° C	97,5	94,5	94,0	89,0	73,0
Na^+	0,405	0,468	0,456	0,254	0,393
Mg^{2+}	0,008	0,012	0,015	0,002	0,002
Ca^{2+}	0,011	0,020	0,015	—	0,010
Cl^-	0,594	0,722	0,699	0,144	0,709
SO_4^{2-}	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

$M_{1,5}\frac{Cl84SO_410}{Na89}$ — Малый (Камчатка).

$M_{1,9}\frac{Cl85SO_410}{Na86}$ — Ванна (Камчатка).

$M_{1,9}\frac{Cl81SO_413}{Na80}$ — Сахарный (Камчатка).

$M_{1,4}\frac{Cl36HCO_325SO_419}{Na97}$ — Большой (Исландия).

$M_{2,1}\frac{Cl98}{Na84}$ — Коралловый шпрудель (США, Йеллоустонский парк).

К особой группе источников, встречаемых в районах молодой вулканической деятельности, относятся гейзеры, получившие свое название от района Гейзер в Исландии, где они впервые были исследованы. Специфической и отличительной чертой гейзеров является характер выхода воды на поверхность, вызванного давлением водяных паров, образовавшихся в глубоких частях каналов гейзеров. Механизм действия гейзеров сводится к следующему. В канале гейзера инфильтрационная вода образует столб, который давит на более глубокие, ранее поступившие в канал части воды, благодаря чему эта вода на глубине, несмотря на высокую температуру недр, не вскипает при температуре 100° С. Когда же вода в нижних частях канала перегревается на несколько градусов, происходит бурное выделение паров, и вода выбрасывается фонтаном на поверхность. Гейзеры действуют периодически. Извержение продолжается некоторое определенное для каждого гейзера время. Затем оно ослабевает и прекращается.

Ритм извержения гейзера изменяется в зависимости от геологического строения и метеорологических условий района источника, истории его развития и особенностей выводного канала. Горловины гейзеров имеют вид усеченных конусов, сложенных светлым кремнистым туфом (гейзеритом), который откладывается из горячей воды при участии некоторых форм водорослей.

Районами распространения гейзеров на земном шаре являются: Исландия, Италия, США (Йеллоустонский парк), о-ва Новая Зеландия, Ява, СССР (восточная и южная части п-ва Камчатки).

Вода гейзеров в большинстве своем имеет атмосферное происхождение, и, возможно, только незначительная часть ее связана с магматическими очагами. Температура и состав воды различных гейзеров земного шара близки между собой, что видно из табл. VII-1. Горячая вода гейзеров содержит в себе большие запасы тепловой энергии, о примерах и возможности использования которой указывается в специальной литературе (см. гл. VIII).

§ 2. Режим источников

Под режимом источника понимают изменение во времени его дебита, состава и температуры. Знание указанных элементов режима позволяет установить природу источников, условия их питания, в ряде случаев площадь питания, практическую значимость источников и т. д. Режим источников обусловлен рядом естественных и искусственных факторов. Среди первых прежде всего следует выделить факторы геологические, климатические, гидрогеологические и почвенно-биогенные; ко вторым относятся факторы, обусловливающие искусственное накопление (плотины, каналы, оросительные системы, подземные барражи и др.) или истощение (забор) подземных вод (водопонизительные установки, водозаборные сооружения, шахтный водоотлив и др.).

Режим источников устанавливается путем специальных наблюдений за изменением дебита, состава и температуры воды источников. Эти наблюдения могут быть эпизодическими, сезонными и стационарными. Последние проводятся в течение не менее одного — трех лет.

Для установления связи между режимом источника и естественными факторами, определяющими его, строится так называемый комплексный график (рис. VII-2). На указанном графике кроме результатов гидрогеологических исследований за отдельными элементами режима источника приводятся метеорологические данные, отражающие изменение давления, температуры воздуха, дефицита влажности и атмосферных осадков (см. гл. I), а также данные о режиме подземных вод (уровни, температура, химический состав) водоносного горизонта, питающего источник. При необходимости на этом же графике отражается режим рек и других поверхностных водотоков. Для районов многолетней мерзлоты график, отражающий режим источника, кроме того, сопоставляется с наблюдениями по промерзанию и оттаиванию деятельного слоя, температурой пород деятельного слоя и зоны многолетней мерзлоты.

По особенностям режима все источники в общем можно подразделить на постоянно действующие, сезонно действующие и ритмически действующие [1].

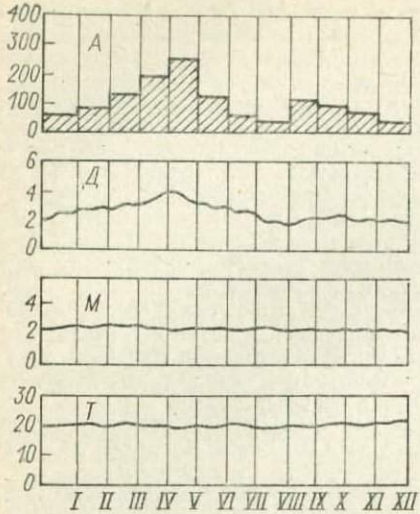


Рис. VII-2. Комплексный график режима источника.

А — атмосферные осадки, мм; *Д* — дебит источника, л/сек; *М* — минерализация воды, г/л; *Т* — температура воды, °С.

Первые характеризуются тем, что действуют постоянно в течение очень многих лет, имея годовые и многолетние изменения режима. К ним могут быть отнесены все источники первых пяти групп, выделенных по приуроченности к отдельным типам подземных вод, а также восходящие источники подмерзлотных вод.

Сезонно действующие источники отличаются тем, что вследствие каких-либо специфических условий питания или особых гидрогеологических условий выхода действуют только в определенное время года. Это преимущественно нисходящие источники, характеризующиеся особым механизмом действия (источники переливающиеся, перемежающиеся, надмерзлотные). К ним относятся и субмаринные источники.

К ритмически действующим источникам относятся те из них, которые имеют более или менее правильную периодичность или ритмические колебания дебита и напора. К ним относятся гейзеры и соффионы, а также различные пульсирующие источники с очень короткими интервалами времени между выбросами воды или между максимумами и минимумами дебита. Особенно важное значение режим источников приобретает при выборе их для использования в различных целях (водоснабжение, бальнеология и др.).

Для отдельных групп источников установлены определенные закономерности в изменении режима их дебита. Так, например, источники, связанные с грунтовыми водами, в период, когда водоносный горизонт не пополняет запасы воды за счет инфильтрации атмосферных осадков, снижают свой дебит, подчиняясь определенному закону. Режим источников в период отсутствия инфильтрационного питания водоносного горизонта называется «независимым» или «упорядоченным» режимом (по Ж. Буссинеску). При этом различают два случая независимого режима источников: 1) мощность водоносного горизонта, питающего источник, достаточно велика и изменением ее в период спада уровня можно пренебречь, т. е. сохраняется условие $h = h_{ср} = \text{const}$; 2) мощность водоносного горизонта невелика и изменением ее в период спада уровня нельзя пренебречь, т. е. имеет место условие: $h \neq \text{const}$.

Изменение дебита источника в первом случае описывается уравнением

$$Q = Q_0 e^{-\alpha t}, \qquad \text{(VII-1)}$$

во втором случае

$$Q = \frac{Q_0}{1 - \alpha t}, \qquad \text{(VII-2)}$$

где Q — дебит источника в любой момент времени независимого режима, л/сек; Q_0 — дебит источника в начальный момент его падения, л/сек; α — коффициент истощения запасов воды в водоносном горизонте, питающем источник; t — продолжительность периода падения дебита, сек.

Коэффициент истощения определяется по следующим формулам (Ж. Буссинеск, 1904 г.):

$$\text{в уравнении (VII-1)}\ \alpha = \frac{\pi^2 Kh}{4\mu L^2}; \qquad \text{(VII-3)}$$

$$\text{в уравнении (VII-2)}\ \alpha = 5{,}77\, Kf/4\mu L, \qquad \text{(VII-4)}$$

где K — коэффициент фильтрации, м/сек; h — мощность водоносного горизонта, м; μ — коэффициент водоотдачи пород; f — площадь вертикального сечения потока грунтовых вод от места выхода источника до водораздела ($f = hL$), м²; L — расстояние от источника до водораздела грунтовых вод, м.

Таблица VII-2

Классификация источников по дебиту

Тип	Класс	Название по дебиту	Дебит, л/сек
I	1	Наименьшие	0,001
	2	Весьма малые	0,001—0,01
	3	Малые	0,01—0,1
	4	Незначительные	0,1—1,0
II	5	Значительные	1,0—10
III	6	Весьма значительные	10—100
	7	Большие	100—1000
	8	Очень большие	1 000—10 000
	9	Исключительно большие	10 000—100 000
	10	Наибольшие	> 100 000

Таблица VII-3

Классификация источников по температуре

Класс	Источники	Температура, °С
I	Исключительно холодные	Ниже 0
II	Весьма холодные	0—4
III	Холодные	4—20
IV	Теплые	20—37
V	Горячие	37—42
VI	Весьма горячие	42—100
VII	Исключительно горячие	Выше 100

Таблица VII-4

Классификация источников по изменению их дебита, по А. М. Овчинникову

Категории	Источники	Отношение Q_{min}/Q_{max}
I	Весьма постоянные	1 : 1
II	Постоянные	1 : 1—1 : 2
III	Переменные	1 : 2—1 : 10
IV	Весьма переменные	1 : 10—1 : 30
V	Исключительно переменные	1 : 30—1 : 100

Ход изменения кривой дебита источника в период независимого режима, как это видно из уравнений (VII-1) и (VII-2), при прочих равных условиях зависит от накопленных ранее запасов воды в водоносном горизонте, отражающихся на Q_0. Совмещая кривые дебита, полученные за несколько лет, строят типовой график колебаний дебита для того или иного источника. По такому графику можно составлять прогноз изменения дебита источника в период отсутствия питания водоносного горизонта.

Для источников области многолетней мерзлоты подобный график не строится, так как на режим источников там оказывают большое влияние не только условия питания водоносных горизонтов, с которыми связаны эти источники, но и оттаивание и замерзание путей движения подземной воды. Особенно это относится к надмерзлотным нисходящим источникам.

Кроме аналитических методов прогноза режима источников существуют и другие методы, основанные на установлении корреляционных связей между дебитом источника и отдельными природными факторами, определяющими изменение дебита источников (осадки, испарение, изменение уровня подземных вод и др.).

Кроме рассмотренных классификационных схем большое практическое значение имеет разделение источников на категории и классы по дебиту и температуре. По дебиту источники разделяются на три типа (малодебитные, среднедебитные, высокодебитные) и десять классов (табл. VII-2).

Классификация источников по дебиту предложена Н. А. Мариновым, Н. И. Толстихиным [9] с учетом прежних классификаций М. М. Васильевского, П. И. Желтова, Н. Ф. Погребова [1939 г.] и И. К. Зайцева [1945 г.].

По температуре вод источники делятся на семь классов (табл. VII-3).

По изменению дебита источники разделяются на пять категорий, характеризующихся следующими отношениями минимального дебита к максимальному (табл. VII-4).

В заключение отметим, что при рекомендации источника для постоянного водоснабжения того или иного объекта эксплуатационный дебит источника обосновывается по данным колебаний его за несколько лет, а при отсутствии таких данных принимается минимальный дебит, установленный за сезонный (летний и зимний) или годовой периоды наблюдений.

§ 3. Изучение газов источников

Различают газы, свободно выделяющиеся из воды в виде пузырьков (спонтанные) и растворенные в воде. Полевые наблюдения должны наметить все выходы спонтанных газов в источнике и поблизости от него. Выходы газов легко наблюдаются на относительно спокойной водной поверхности и в головках источников, озерах, реках, лужах воды и т. п. Иногда выделения газов бывают настолько обильны, что могут быть обнаружены и по другим характерным признакам: углекислый газ в ямах, шурфах, колодцах гасит свечку; метан и водород горят; сероводород имеет характерный запах.

При изучении газов следует описать условия выходов газов — линейные, рассеянные по площади; зарисовать выходы, закартировать, измерить дебит отдельных газовых струй, их пульсацию, температуру; взять пробы газа из больших и малых струй для анализа по 0,5—1,0 л из каждой струи с дубликатом, если емкость стеклянная и может быть разбита при транспортировке. Состав газа больших и малых струй может оказаться различным.

Для отбора спонтанных газов из источников наиболее простой способ — улавливать их в плоскую воронку большого диаметра, из которой газ переводится в бутыль, предварительно заполненную водой источника. Взятая в бутыль проба газа должна отделяться от пробки слоем воды в 2—3 см. Пробка заливается менделеевской замазкой или сургучом. Бутыли с пробами хранятся вверх дном. Анализы газов должны быть полными, с раздельным определением тяжелых и легких инертных газов, а также с определением тяжелых углеводородов, если газ метановый. Дебит газовых струй измеряется объемными и другими способами.

В целях получения данных для оценки перспектив территории в отношении нефтегазоносности необходимо изучать также и растворенные в воде газы. Наибо-

лее часто в источниках встречаются следующие газы: азот, метан, углекислый газ или те и другие вместе, радон, сероводород.

Сероводород легко узнается по запаху, метан — по горению; углекислый газ, растворенный в воде источников, придает ей специфический вкус нарзана; при взбалтывании с ним в склянке известковой воды происходит помутнение ее, не горит; азот — не горит, не пахнет, не образует помутнения известковой воды. Наличие тяжелых углеводородов распознается при горении газа по характерному запаху. В том случае, если опробование на месте показало, что газ горючий, необходимо сделать анализ тяжелых углеводородов.

§ 4. Изучение минеральных отложений источников

К *отложениям источников относятся охры, натеки, налеты*, туфы, соли, грязи, которые изучают и наносят на тот же план, что и источник. Записывают условия их залегания, форму, размеры, изменения в вертикальном разрезе и в плане. Ископаемые остатки фауны и флоры, встреченные в отложениях источников, должны быть тщательно собраны для последующего определения.

Изучение отложений источников может дать очень ценные указания для выяснения вопросов о происхождении источника, состава воды и ее изменениях, некоторые отложения источников имеют практическое значение (охры, туфы, грязи). По возвращении с полевых работ пробы отложений источников передают на анализ в лабораторию; необходимо также изучать их радиоактивность.

ГЛАВА VIII

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

§ 1. Основные определения и понятия

К природным минеральным водам относятся воды, имеющие лечебное значение, воды, которые могут быть использованы в химической промышленности для извлечения *заключенных в них компонентов (промышленно-ценные воды)*, и воды термальные, имеющие лечебное и энергетическое значение.

Здесь рассматриваются только природные минеральные лечебные воды. К ним относятся такие поверхностные или подземные воды, которые содержат повышенные *концентрации тех или иных физиологически активных* веществ или обладают повышенной температурой, вследствие чего могут быть использованы для лечения. Минеральные лечебные воды, рассматриваемые как полезные ископаемые, должны удовлетворять нормам, устанавливаемым в СССР органами здравоохранения. *Эти минеральные* воды используются для лечения, а также как столовые питьевые воды.

Следует отличать водопроявления миеральных вод — минеральные источники в широком смысле слова (родники, колодцы, скважины, штольни с минеральной водой) от месторождений минеральных вод. Под месторождением минеральных подземных или поверхностных вод понимается такой участок земной коры, в пределах которого из недр Земли или на ее поверхности (например, минеральное озеро) можно извлечь минеральную воду в достаточном для потребления количестве, причем качество воды должно удовлетворять требованиям народного хозяйства и промышленности, в рассматриваемом случае—курортно-санаторного строительства и лечебного дела.

Из сказанного ясно, что в природе существуют месторождения, *минеральные* воды которых используются только в лечебном деле, например сероводородные воды Мацесты и Кемери или воды Пятигорска. Имеются и месторождения, минеральные воды которых используются для лечения и для розлива в качестве столовых питьевых вод — Нарзан, Боржоми, Дарасун и др. Термальные *воды используются*

для лечения (Горячинск), а также в хозяйственных и лечебных целях (курорт Талая). Помимо природных минеральных вод имеются и искусственные минеральные воды.

§ 2. Классификация минеральных лечебных вод

Минеральные лечебные воды классифицируются по многим признакам, к которым большинство бальнеологов и гидрогеологов относят [21]: 1) общую минерализацию, 2) ионный состав, 3) газовый состав и газонасыщенность, 4) содержание в водах фармакологически (терапевтически) активных микроэлементов (минеральных и органических), 5) радиоактивность, 6) реакцию воды, характеризуемую pH, и 7) температуру. По минерализации к минеральным лечебным водам относят такие, в которых минимальное содержание растворенных веществ равно 1 г/л *.

1. По общей минерализации вод с учетом их физиологического действия на организм человека минеральные воды разделяют на:

а) воды малой минерализации (2—5 г/л); эти воды при употреблении их внутрь оказывают действие, мало отличающееся от действия пресной воды;

б) воды средней минерализации (5—15 г/л); эти воды по своей осмотической** концентрации приближаются к концентрации плазмы крови и используются для питьевого лечения;

в) воды высокой минерализации (15—35 г/л); эти воды являются «купальными» с выраженными раздражающими кожу свойствами и лишь немногие из них, имеющие хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый и гидрокарбонатно-натриевый состав, используются для питьевого лечения;

г) воды рассольные, с более высокой минерализацией (35—150 г/л). В бальнеологическом отношении эти воды являются «купальными» с резко выраженной химической составляющей при их действии на кожу. При очень высокой минерализации они применяются после разбавления их пресной или слабоминерализованной водой. Верхняя граница минерализации рассольных вод для использования их в натуральном виде не установлена. В СССР используют неразбавленные воды с минерализацией 73 г/л (Усолье Сибирское), 95 г/л (Серегово), 140 г/л (Усть-Кут).

2. Среди классификаций минеральных вод по ионному составу распространены классификации М. Г. Курлова [1921 г.], Р. А. Александрова [1930 г.], С. А. Щукарева [42], Н. И. Толстихина [1935 г.], О. А. Алёкина [1948 г.], В. М. Левченко [1948 г.], А. А. Бродского [1953 г.], Н. И. Толстихина, И. К. Зайцева [1972 г.], Н. И. Толстихина, Е. В. Посохова [1974, 1977 гг.] и др. Одни из этих классификаций рассмотрены в гл. IV, другие можно найти в работах, приведенных в списке литературы.

Оригинальная классификация минеральных вод по ионному составу предложена В. В. Ивановым и Г. А. Невраевым в 1964 г. Согласно этой классификации минеральные подземные воды по анионному и катионному составу разделяются на классы и подклассы (табл. VIII-1). Следует отметить, что такое подразделение вод удобно как в бальнеологических, так и гидрохимических целях, так как оно отражает анионно-катионный состав воды и ее минерализацию. По составу можно получить представление о формировании воды, по минерализации — о пригодности ее для питьевого лечения или ванн.

3. По генезису газы и минеральные воды Н. И. Толстихин объединяет в четыре группы, включающие в себя ряд подгрупп (табл. VIII-2).

А. М. Овчинников [35] месторождения минеральных вод по условиям формирования и характеру растворенных в них газов разделяет на четыре группы:

---

* Эта минерализация не имеет достаточного клинического и экспериментального обоснования. Поэтому в настоящее время ряд исследователей (В. В. Иванов, Г. А. Невраев и др.) рекомендует за минимальную общую минерализацию вод принимать 2 г/л.

** Осмотическая концентрация — концентрация веществ в растворе, от которой зависит осмотическое давление, так как оно производится растворенным веществом в растворе; оно является одним из важных факторов, оказывающих влияние на распределение в тканях воды и растворенных веществ. Осмотическое давление крови у человека строго поддерживается на уровне 7,7—8,1 кгс/см².

Таблица VIII-1

Основные классы и подклассы подземных минеральных вод

Классы вод (по анионному составу)	Подклассы вод (по катионному составу)	Пределы общей минерализации вод, г/л
Различного состава	Различного состава	До 2
	Ca	2—5
HCO_3	Ca—Mg	2—5
	Ca—Mg—Na	2—5
	Ca—Na	2—5
	Mg—Na	2—5, 5—15
	Na	2—5, 5—15, 15—35
$HCO_3—SO_4$	Ca	2—5
	Ca—Mg	2—5
	Ca—Mg—Na	2—5
	Ca—Na	2—5
	Mg—Na	2—5
	Na	2—5
SO_4	Ca	2—5
	Ca—Mg	2—5
	Ca—Mg—Na	2—5
	Ca—Na	2—5
	Mg—Na	2—5, 5—15, 15—35
	Na	2—5, 5—15, 15—35
	Fe—Al и др.	2—15, 15—100
$SO_4—Cl$	Na	2—5, 5—15, 15—35
	Na—Ca	2—5, 5—15, 15—35
	Na—Ca—Mg	2—5
	Fe—Al и др.	2—15, 15—35
$HCO_3—SO_4—Cl$	Na	2—5, 5—15
	Na—Ca	2—5, 5—15
	Na—Ca—Mg	2—5, 5—15
$HCO_3—Cl$	Na	2—5, 5—15, 15—35
	Na—Ca	2—5, 5—15, 15—35
	Na—Ca—Mg	2—5, 5—15
Cl	Na	2—5, 5—15, 15—35
	Na—Ca	2—5, 5—15, 15—35
	Na—Ca—Mg	2—5, 5—15
Рассольные (Cl)	Na	35—150, 150—350
	Na—Ca (и Na—Mg)	35—150, 150—400
	Na—Ca—Mg	35—150, 150—500
	Ca—Mg	35—150, 150—550
	Ca	35—150, 150—650

Таблица VIII-2

Разделение подземных минеральных вод на группы и подгруппы

Группы	Подгруппы
Газы вулканогенные, включая термометаморфические; преимущественно углекислый газ, редко азот и метан	Кислые сероводородно-углекислые воды вулканогенных супербассейнов
	Азотно-углекислые термы вулканогенных супербассейнов (мофетты)
Воды, сформировавшиеся под воздействием современных вулканических и магматических процессов в разнообразных гидрогеологических структурах складчатых областей	*Углекислые и углекисло-азотные* холодные и термальные воды гидрогеологических складчатых областей (Нарзаны)
	Углеводородные воды некоторых щелочных интрузивов (Кольский полуостров)*
Газы преимущественно воздушного происхождения с примесью биогенных и глубинных газов. Преобладает азот, реже метан	Азотные пресные термы инфильтрационного поверхностного происхождения (с примесью глубинных вод?)
Трещинно-жильные азотные термы, сформировавшиеся в глубоких зонах тектонических разломов, в гидрогеологических складчатых областях	Азотные и метановые, соленые и солоноватые термы морского происхождения и смешанные с пресными инфильтрационными
Газы преимущественно биогенные	*Несероводородные — азотные*, метановые и смешанные, холодные и термальные, солоноватые, соленые, рассольные
Артезианские минеральные воды инфильтрационные, седиментационные и смешанные, сформировавшиеся в артезианских бассейнах на разных глубинах	Сероводородные, в остальном сходные с предыдущими
Газы исключительно воздушного происхождения; преобладает азот	Азотные пресные радоновые воды
Грунтовые минеральные воды, инфильтрационные	Азотные железистые воды и другие
	Азотные сульфатные воды: кальциевые и магниевые, натриевые

* Данная подгруппа вод к минеральным не относится.

1) с газами окислительной обстановки; 2) с газами восстановительной обстановки; 3) с газами метаморфической обстановки и 4) радиоактивных вод.

К первой группе относятся:

а) железистые воды, подразделяемые на сульфатные и гидрокарбонатные; кислые сульфатные железистые воды содержат Fe, Al, Cu и другие элементы, *иногда в повышенных концентрациях* (до граммов в *1 л*); гидрокарбонатные железистые воды содержат только двухвалентное железо и обладают нейтральной или слабощелочной реакцией (марциальные воды Карелии, полюстровские воды Ленинграда и др.);

б) мышьяковые воды, инфильтрационные, формирующиеся в зоне окисления гидротермальных сульфидных месторождений, со значительным содержанием мышьяковых минералов (реальгара, аурипигмента) и мышьяковистые углекислые воды, в которых мышьяк содержится в виде мышьяковистой кислоты;

в) воды, обогащенные органическими веществами, содержащие нефтепродукты (фенолы, сернистые углеводороды); к этим водам принадлежат, например, вода широко известного источника Нафтуся (см. ниже).

г) воды, получившие свою минерализацию за счет выщелачивания гипсоносных и соленосных отложений (сульфатные воды курортов Краинка Тульской обл., Хилово Псковской обл., хлоридные воды курортов Старая Русса, Ижевск и другие, глубокие воды г. Москвы).

Ко второй группе месторождений относятся азотные термальные (воды источников Южного Тянь-Шаня, Алтая, Верхояно-Колымской горной страны, Прибайкалья, Дальнего Востока и др.), метановые (воды курорта Нальчик, Сахалина, Челекена, Западно-Сибирского артезианского бассейна и др.) и сероводородные воды (Мацесты, Талги, Горячего Ключа, Кемери, Сергиевские минеральные воды, воды Усть-Качки, Арчмана и др.).

Сероводородные воды Л. А. Яроцкий по содержанию в них анионов и катионов разделяет на четыре типа (табл. VIII-3).

К третьей группе месторождений относятся углекислые воды и минеральные воды областей современного вулканизма. Среди углекислых вод А. М. Овчинников [35] по составу, геологическим условиям формирования и содержанию свободной углекислоты выделяет ряд типов и подтипов (табл. VIII-4).

Минеральные воды областей современного вулканизма (фумарольные термы и гейзеры) широко развиты на Камчатке, Курильских островах, в Исландии, Новой Зеландии.

К четвертой группе относятся воды, обладающие повышенным содержанием радиоактивных элементов (см. гл. X).

4. При изучении минеральных лечебных вод в отношении содержания в них активных микроэлементов последние с учетом их бальнеологического значения объединяют в четыре группы [21]:

1) элементы с выраженным фармакологическим действием — Fe, Co, As, I, Br и, возможно, B;

Таблица VIII-3

Химические типы сероводородных (сульфидных) вод, по Л. Я. Яроцкому, 1956 г.

Тип	Содержание главных компонентов, %-экв	Месторождения в СССР
Хлоридно-натриевый	$Cl > 50$; $Na > 50$; $SO_4 < 25$; $Ca < 25$; $HCO_3 < 25$; $Mg < 25$	Мацеста, Талги, Усть-Качка—Сураханы, Чимион (Фергана), Менджи (Грузия)
Хлоридно-гидрокарбонатный натриевый	$Cl > 25$; $Na > 50$; $HCO_3 > 25$; $Ca < 25$; $SO_4 < 25$; $Mg < 25$	Горячий Ключ, Кумогорск, Серноводск (Грозненский), Шихова Коса (Баку), Тбилиси
Сульфатный и гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый	$SO_4 > 25$; $Ca > 50$; $HCO_3 \geqslant 25$; $Mg < 25$; $Cl < 25$; $Na < 25$	Тамиск (Северная Осетия), Немиров, Кемери, Сергиевские минеральные воды, Варзи-Ятчи, Хилово
Хлоридно-сульфатный различного катионного состава	$SO_4 > 25$; $Cl > 25$; $HCO_3 < 25$	Ключи (Приуралье), Арчман (Туркмения)

Таблица VIII-4

Основные типы месторождений углекислых вод, по А. М. Овчинникову

Группы	Основные типы	Характерные соотношения компонентов	Подтип	T, °С	Типичный ионный состав	Геологические условия формирования	Общая минерализация, г/л	Содержание $CO_{2св}$, г/л	Главнейшие представители
I	Гидрокарбонатные, преимущественно кальциевые (холодные)	$rCl < 50\%$ $rCa > 50\%$	Забайкальский	1—10	Гидрокарбонатно-магниево-кальциевый	В верхней части промытых структур осадочных и метаморфических пород	$<1{,}0$—$1{,}5$	$<3{,}5$	Дарасун, Шиванда, Шмаковка, Кисловодский нарзан
		$\frac{rNa}{rCl} > 1$	Нарзаны	20	Сульфатно-гидрокарбонатно-магниево-кальциевый	В известняково-доломитовых и пестроцветных толщах	$<4{,}0$	$<3{,}0$	Аршан-Тункинский Бадамлы (Нахичеванская АССР), Бад-Вильдунген (ФРГ), Борзек (Румыния)
II	*Сложного* анионного состава преимущественно натриевые (горячие)	$rNa > 50\%$	*Железноводский* (радоново-радиевые)	37	*Гидрокарбонатно-сульфатно-натриевый*	Воды, приуроченные к зонам разломов в осадочных толщах, прорванных молодыми интрузиями	$<6{,}5$	0,250—0,750	*Железноводский* Истису (Азербайджанская ССР), Джермук (Армянская ССР)
			Пятигорский	37	Хлоридно-гидрокарбонатно-кальциевый	То же	$<6{,}3$	1,0	Карловы-Вары (Чехословакия), Пятигорск (Лермонтовский источник)
						Формируются при участии микробиологических процессов (содержат сероводород)			
III	Гидрокарбонатно-натриевые (холодные и теплые)	$rHCO_3 > 50\%$ $rNa > 65\%$	Боржомский (бессульфатный)	14—35	Гидрокарбонатно-натриевый	Древние инфильтрационные воды флишевых отложений с участием вод типа нефтяных	$<10{,}0$	$<2{,}0$	Боржоми, Авадхара, Поляна (Закарпатье), Ласточка (Приморский край)
			Виши (с сульфатами)	14—15	Гидрокарбонатно-натриевый с повышенным содержанием сульфатов	Сульфаты не восстановлены (большую роль играли процессы обмена катионов)	$<10{,}0$	$<2{,}0$	Дилижан (Армянская ССР), Сираб (Нахичеванская АССР), Виши (Франция), Крыница (Польша), Билина (Чехословакия)
IV	Гидрокарбонатно-хлоридные натриевые (холодные и теплые)		Ессентукский (местами обогащенные иодом)	До 37	Гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый	Смешанные древние инфильтрационные и измененные воды морского происхождения в районах нефтяных месторождений	$<12{,}0$	$<2{,}5$	Ессентуки, Дзау-Суар (Джава), Малка (Камчатка), Соймы (Закарпатье), Лугачовице (Чехословакия)
		rCl 35%—50% $rNa > 65\%$	Джульфинский (с повышенным содержанием мышьяка)	37	Хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый	То же, на участках гидротермального мышьякового оруденения	$<25{,}0$	$<2{,}5$	Джульфа (Нахичеванская АССР), Синегорский (Южный Сахалин)
V	Хлоридно-натриевые	$rCl > 65\%$ $rNa > 65$	Арзни	До 37 и выше	Хлоридно-натриевый	Воды выщелачивания соляных толщ	$<30{,}0$	$<2{,}7$	Арзни (Армянская ССР)
		$\frac{rNa}{rCl} > 1$	Карпатский	До 37 и выше	Хлоридно-натриевый	Воды древнеморского генезиса	$<35{,}0$	$<2{,}7$	Наугейм, Кохбрунн (ФРГ), Вишне-Быстра (Закарпатье)
		$\frac{rNa}{rCl} < 1$	Кавказский		Хлоридно-кальциево-натриевый	Седиментационные метаморфизированные воды	$<50{,}0$	<1	Карма-Дон (Северная Осетия), Либани (Боржомский район)

2) элементы с точно установленным значением в обменных, главным образом в гормональных и ферментивных, процессах в организме — I, Fe, Cu, Mo, Zn, Co, Mn, возможно, Ni, Ba, Cl;

3) элементы, токсические для человека — As, Pb, Se, Hg, V, F;

4) элементы, обнаруженные в тканях и жидкостях организма, биологическая роль которых еще не установлена — Ti, Zr, Ir, Cs, Ge и многие другие.

Нижние пределы содержания некоторых микроэлементов для отнесения подземных вод к минеральным приведены в табл. VIII-5.

Большое бальнеологическое значение имеют и органические вещества, содержащиеся в минеральных лечебных водах. Общее содержание органических веществ в минеральных водах изменяется в широких пределах — от нескольких миллиграммов на литр до 400 мг/л и более. Особенно много органических соединений содержится в водах, связанных с болотами, и в щелочных водах нефтеносных отложений. По условиям поступления органических веществ различают следующие группы минеральных вод.

I группа — болотные воды, верховодка и более глубоко залегающие воды заболоченных территорий. Воды этой группы содержат малоизмененные органические вещества болотного происхождения. Битумов в водах не обнаружено. Содержание органических веществ в среднем около 50 мг/л (6—140 мг/л). Примером этих вод может служить минеральная вода Варзи-Ятчи. Формула Курлова $M_{0,57}\frac{HCO_3 76 SO_4 16}{Ca 78 Mg 16}$. В воде содержится 12,7 мг/л органических веществ, в том числе 11,3 мг/л гуминовых веществ. Фенолы в воде не обнаружены.

II группа — воды аллювиальных отложений; характеризуются содержанием в воде в среднем около 5 (4—8) мг/л органических веществ. Почти не содержат фенолов. Примером вод второй группы является Краинка. Эта вода девонских отложений во вторичном залегании в современных илистых отложениях. Органических веществ в воде Краинки 6,3 мг/л, в том числе гуминовых 2,6 мг/л. Битумы в воде не обнаружены. Состав воды Краинки:

$$M_{2,0}\frac{SO_4 77 HCO_3 22}{Ca 89 Mg 9}.$$

III группа — воды нефтеносных пород, обычно артезианские. Среднее содержание органических веществ, в том числе нафтеновых кислот, около 140 мг/л (пределы 20—420 мг/л). Наибольшее количество фенолов установлено в щелочных водах.

Артезианские воды пермских отложений Верхнечусовских Городков являются примером этой группы. В них содержатся 93,1 мг/л органических веществ, из них битумов — 7,5, жирных кислот — 1,4, нафтеновых кислот — 0,56 мг/л. Гуминовых кислот не обнаружено. Состав вод Верхнечусовских Городков таков:

$$M_{263,0}\frac{Cl 99}{Na 56 Ca 37}.$$

Другим примером вод нефтеносных отложений может служить источник Нафтуся курорта Трускавец *. Вода этого источника приурочена к древнеаллювиальным отложениям на контакте с коренными неогеновыми породами, содержащими озокерит и окисленные битумы. Вода Нафтуси обладает слабым запахом нефти (керосина). Газовый состав: азот, метан, кислород и углекислота. Отмечается содержание H_2S — 0,6 мг/л, радона — 2 махе. В минеральной воде Нафтуси, по Е. С. Буркеру и И. Е. Федоровой, присутствуют летучие органические кислоты, жидкие углеводороды, нефть в состоянии тончайшей эмульсии. Состав воды Нафтуси по данным Центрального института курортологии следующий:

$$M_{0,7}\frac{HCO_3 82 SO_4 10}{Ca 54 Mg 39},$$

следы Fe, Cu, Ag.

---

* Подробное описание трускавецких минеральных вод дано в книге Н. А. Маринова и И. П. Пасека [32].

Таблица VIII-5

Основные критерии оценки минеральных лечебных вод СССР

Основные показатели	Нормы для отнесения вод к минеральным	Воды
Общая минерализация вод (М)	2,0 г/л	<2,0 г/л — слабой минерализации 2,0—5,0 г/л — малой минерализации 5,0—15,0 г/л — средней минерализации 15,0—35,0 г/л — высокой минерализации 35,0—150,0 г/л — рассольные >150,0 г/л — крепкие рассольные
Содержание $CO_{2св}$ (растворенная)	0,5 г/л	0,5—1,4 г/л — слабоуглекислые 1,4—2,5 г/л — углекислые средней концентрации >2,5 г/л — сильноуглекислые (выделяющие спонтанный CO_2 — «газирующие»)
Содержание $H_2S_{общ}$ ($H_2S + HS^-$)	10 мг/л	10,0—50,0 мг/л — слабосульфидные 50,0—100,0 мг/л — сульфидные средней концентрации 100,0—250,0 мг/л — крепкие сульфидные >250,0 мг/л — очень крепкие сульфидные (при pH < 6,5 — сероводородные, при pH = 6,5÷7,5 — сероводородно-гидросульфидные или гидросульфидно-сероводородные, при pH >7,5 — гидросульфидные)
Содержание As	0,7 мг/л	0,7—5,0 мг/л — мышьяковистые (мышьяковые) 5,0—10,0 мг/л — крепкие мышьяковистые (мышьяковые) >10,0 мг/л — очень крепкие мышьяковистые (мышьяковые)
Содержание Fe ($Fe^{2+} + Fe^{3+}$)	20 мг/л	20,0—40,0 мг/л — железистые 40,0—100,0 мг/л — крепкие железистые >100,0 мг/л — очень крепкие железистые
Содержание Br	25 мг/л	Бромные
Содержание I	5 мг/л	Иодные
Содержание ($H_2SiO_3 + HSiO_3^-$)	50 мг/л	Кремнистые
Содержание Rn	5 мккюри/л (14 махе)	5—40 мккюри/л (14—110 махе) слаборадоновые 40—200 мккюри/л (110—550 махе) радоновые средней концентрации >200 мккюри/л (>550 махе) высокорадоновые

Продолжение табл. VIII-5

Основные показатели	*Нормы для отнесения вод к минеральным*	Воды
Реакция воды (pH)	—	<3,5 — сильнокислые 3,5—5,5 — кислые 5,5—6,8 — слабокислые 6,8—7,2 — нейтральные 7,2—8,5 — слабощелочные >8,5 — щелочные
Температура	—	<20° С — холодные 20—35° С — теплые (слаботермальные) 35—42° С — горячие (термальные) >42° С — очень горячие (высокотермальные)

IV группа — артезианские воды в породах, не связанных с нефтеносными отложениями. *Содержание органических* веществ в них в среднем около 10 мг/л.

Воды Старой Руссы могут служить примером вод IV группы. Артезианские воды девонских отложений Старой Руссы содержат 3,3 мг/л органических веществ, в том числе гуминовых 3,1 мг/л. Состав воды источников Старой Руссы:

$$M_{19,5}\,\frac{Cl91SO_4 9}{Na67Ca21}.$$

V группа — воды трещиноватых магматических и метаморфических пород гидрогеологических массивов. Органических веществ в среднем около 4 мг/л. Но в отдельных случаях содержание органических веществ в водах изверженных пород может сильно возрастать, а в составе газов, растворенных в воде, преобладающими становятся углеводороды. Таковы трещинно-*напорные воды некоторых* щелочных пород Кольского полуострова.

5. По радиоактивным *свойствам к минеральным* лечебным водам относятся оды с содержанием радона выше 14 махе (50 эман). Классификация этих вод для бальнеологических *и поисковых* целей рассматривается ниже (см. гл. X).

6. Щелочность—кислотность минеральных лечебных вод, характеризуемая значением pH, является одним из важных факторов, определяющих физиологическое действие этих вод на организм человека и их гидрохимическую оценку.

Известно, что кислые воды способствуют свертыванию белковых веществ, оказывают «дубящее» действие на кожу. Наоборот, щелочные воды содействуют набуханию коллоидов кожи и омылению кожного сала, что способствует лучшему контакту воды с кожей и повышению ее *эластичности*.

По значению pH минеральные воды разделяют на: 1) сильнокислые с pH < < 3,5; 2) кислые с pH *от 3,5 до 5,5; 3) слабокислые* с pH от 5,5 до 6,8; 4) нейтральные с pH от 6,8 до 7,2; 5) слабощелочные с pH от 7,2 до 8,5; 6) щелочные с pH > > 8,5.

Сильнокислая реакция характерна для сульфатных вод рудных месторождений, термальных вод вулканических областей, сильно крепких хлоридных кальциевых рассолов. Слабокислая реакция характерна для всех углекислых вод. Нейтральные и слабощелочные воды имеют место среди сульфидных вод и вод повышенной минерализации. Щелочные воды характерны *для слабоминерализованных* азотных терм.

7. Подземные минеральные *воды залегают и циркулируют* на различных глубинах в земной коре, и поэтому температура их изменяется в весьма широких

пределах — от 0° С и ниже до 200—300° С. По современным представлениям о физиологическом действии минеральных вод на организм человека температура воды не является признаком, отличающим ее от действия обычной пресной воды. Поэтому температура воды без наличия других ее свойств и специфических особенностей, обусловленных соленым, газовым, микрокомпонентным составами и прочими факторами, не может служить показателем минеральной лечебной воды.

Наиболее распространенной классификацией минеральных вод по температуре в бальнеологии является классификация В. А. Александрова [2], согласно которой эти воды разделяются на холодные (20° С), теплые (20—37° С), горячие, или термальные (37—42° С), и очень горячие (>42° С). Несмотря на то, что эта классификация в последнее десятилетие неоднократно детализировалась другими учеными [1, 16, 17, 28, 34, 35, 38], она в своей основе не изменилась.

§ 3. Распространение минеральных вод на территории СССР

Минеральные воды на территории СССР широко распространены. Месторождения этих вод встречаются во многих районах и областях с различным геолого-структурным строением, историей геологического развития, магматической и вулканической деятельностью. Районированием минеральных вод отдельных районов и СССР в целом занимались Н. И. Толстихин, А. И. Дзенс-Литовский, А. М. Овчинников, В. Г. Ткачук, В. В. Иванов, Л. А. Яроцкий, М. И. Врублевский, Г. С. Вартанян и другие.

Широко известными мелкомасштабными обзорными картами распространения минеральных вод на территории СССР являются карты, составленные Н. И. Толстихиным и А. И. Дзенс-Литовским в 1946 г., В. В. Ивановым, А. М. Овчинниковым, Л. А. Яроцким в 1959 г., Н. И. Толстихиным, И. К. Зайцевым в 1972 г., Н. И. Толстихиным, Е. В. Посоховым в 1975 и 1977 гг. Основным элементом этих карт является провинция минеральных вод, или гидрохимическая провинция. *Провинция — территория, в пределах которой, по* Н. И. Толстихину и А. И. Дзенс-Литовскому, распространены определенные группы минеральных вод, связанных общностью некоторых свойств. В провинциях могут быть выделены области минеральных вод, различных по своему составу, геологическим условиям залегания, а в областях, районах — зоны, поля или гидрохимические фации.

Н. И. Толстихин и А. И. Дзенс-Литовский на территории СССР выделили три провинции минеральных вод, включающие ряд областей.

Первая провинция характеризуется распространением щелочноземельных гидрокарбонатных вод, газирующих углекислым газом. Приурочена она к альпийской складчатой зоне, к тем ее частям, где проявляется молодой угасший вулканизм в виде обильных выходов углекислого газа. В ней выделены области: Кавказская (Кавказ и Закавказье), Южного Памира и Южного Тянь-Шаня, Восточного Саяна, Забайкалья, Сихотэ-Алиня, Анийско-Анадырская.

Вторая провинция, где распространены натриевые сульфатные, хлоридные, гидрокарбонатные и смешанные воды, термальные, газирующие азотом или метаном, поднимающиеся из земной коры по глубоким водоносным трещинам. В данной провинции выделены области: периферия Главного Кавказского хребта и части Закавказья, Туркмено-Хорасанская, Гиссаро-Алайская, Тянь-Шаньская, Алтайско-Саянская, Байкало-Олёкминская, Ингодино-Чикойская, Буреинская, Сахалинская; побережье Охотского моря и Восточной Якутии, особая Камчатско-Корякская область современного вулканизма, Чукотская.

Третья провинция, в которой распространены соленые, горько-соленые и сульфатные воды высокой минерализации, холодные, слабогазирующие азотом или метаном, воды гидрогеологических бассейнов открытого и замкнутого типа, приуроченных к комплексу осадочных отложений на платформах. В этой провинции выделены области: Волго-Двинская (западная), Печорская, Азово-Черноморская и Арало-Каспийская (южная), Обская (центральная), Лено-Енисейская (восточная).

В. В. Иванов, А. М. Овчинников и Л. А. Яроцкий [60] выделяют пять провинций, которые характеризуются сходными по химическому составу и гидро-

химическим условиям формирования группами минеральных вод. На карте 1975 г. Н. И. Толстихиным и Е. В. Посоховым также выделяются провинции углекислых, азотных термальных и метановых, метановых и азотных вод.

§ 4. Разведка и каптаж минеральных вод

Гидрогеологические исследования, связанные с использованием минеральных лечебных вод, проводятся в целях выявления и рациональной эксплуатации запасов месторождений этих вод.

При исследованиях всесторонне изучаются гидрогеологические условия месторождений, их формы и размеры, генезис минеральной воды, разрабатываются наиболее эффективные способы эксплуатации минеральных вод. В период этих исследований изучаются [35]: а) геологические структуры, к которым приурочены минеральные воды; б) динамика и режим вод; в) геотермика; г) химический состав вод; д) газовый состав вод; е) микробиологический состав вод; ж) радиоактивность.

Характеристика перечисленных элементов комплексного изучения минеральных вод дается в табл. VIII-6.

Гидрогеологические исследования на месторождениях минеральных вод проводятся в три стадии: 1) поиски, когда выявляется месторождение и определяются размеры его; 2) разведка, в процессе которой производится гидрогеологическое изучение месторождения и дается оценка запасов минеральной воды; 3) детальные исследования, которые выполняются в целях уточнения данных разведки и разработки оптимального режима эксплуатации минеральных вод.

В период поисков, разведки и детальных гидрогеологических работ широко применяются геофизические исследования, рассматриваемые в гл. VI, т. 2, а также бурение скважин. При поисках обычно производится зондировочное бурение для уточнения геологического строения отдельных участков под разведку грунтовых потоков в долинах рек и установления скрытых очагов разгрузки минеральных вод под покровом четвертичных отложений.

При разгрузке грунтовых и артезианских минеральных вод применяется разведочное бурение до глубины 100—300 м и глубокое бурение до 1000 м и более. В практике освоения месторождений минеральных вод часто бурятся разведочно-эксплуатационные скважины. В табл. VIII-7 приводится перечень различных категорий скважин, применяемых при разведке минеральных вод.

С поисками, разведкой и эксплуатацией минеральных лечебных вод тесно связаны изучение солевого, газового, микрокомпонентного состава и режима этих вод, а также ионно-солевого комплекса пород, физически связанной воды, проведение термометрических наблюдений, оценка запасов вод и установление зон горно-санитарной охраны.

Запасы минеральных лечебных вод оцениваются в соответствии с существующей классификацией эксплуатационных запасов подземных вод с учетом дополнительных требований, отражающих свойства минеральной воды (например, газовый фактор и глубина появления газовой фазы — в углекислых водах; сероводородный коэффициент $H_2S/\Sigma S$ — в сероводородных; упругий режим и газонасыщенность — в метановых водах; радиоактивная мощность, изучение изотопов — в радиоактивных водах; особенности режима — в азотных термальных и всех других водах).

Минеральные лечебные воды на поверхность выходят в виде источников или выводятся буровыми скважинами. Сооружение, которым закрепляется выход минеральной воды или с помощью которого последняя выводится на поверхность, называется каптажем. В первом случае говорят о каптаже минерального источника, во втором, когда источника может и не быть, о каптаже минеральной воды. Выбор способа каптажа определяется составом минеральной воды, геолого-структурным и геоморфологическим строением месторождения, глубиной залегания минеральных вод, их температурой, газонасыщенностью, агрессивностью и другими факторами.

Сероводородные, соленые, рассольные, азотные и метановые термальные воды каптируются буровыми скважинами, нередко достигающими 100 м и более. Углекислые и другие сильно газирующие воды каптируются также скважинами,

Таблица VIII-6

Схема изучения месторождений минеральных вод, по А. М. Овчинникову

Вопросы, подлежащие изучению	Методы изучения
Геологическая структура	
Гидрогеологическая оценка структуры водонапорной системы (выделение водоносных и водоупорных комплексов, установление типа и размеров бассейна)	При отсутствии региональных геологических и гидрогеологических карт достаточно крупного масштаба производство геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1 : 50 000 или 1 : 25 000 с подробной характеристикой всех источников и скважин
Выяснение структуры месторождения	Детальная геологическая съемка масштаба 1 : 5000 или 1 : 10 000. Горные работы (шурфы, расчистки, штольни). Бурение картировочных скважин
Структурный анализ деформаций (изучение трещиноватости и разломов и оценка их роли в водоносности структур)	Картирование трещин и деформаций в масштабе 1 : 1000 или 1 : 2000 с графической обработкой. Для изверженных пород анализ трещин по методу Клооса—Полканова
Динамика и режим вод	
Гидрогеологическая оценка водонапорной системы и соотношение областей современного питания, напора и разгрузки	Составление гидродинамической сетки бассейна и определение положения в ней месторождения минеральных вод
Установление местоположения очагов разгрузки минеральных вод (особенно скрытых очагов)	Неглубокое зондирование с применением геофизических методов (электрометрия, термометрия, эманационная съемка)
Определение пьезометрической поверхности, форм и очертаний депрессионных воронок	Построение карт гидроизопьез и гидроизогипс и их анализ на основе данных разведочного бурения
Изучение коэффициента водопроницаемости пород на различных участках месторождения	Проведение опытных работ: откачек или выпусков вод из самоизливающихся скважин
Установление положения фронта между минеральными и пресными водами	Применение расчетных формул динамики подземных вод (с учетом упругого режима и приведенных давлений)
Анализ режима, установление типа режима и его прогноз	Организация систематических наблюдений за режимом на источниках и скважинах и на прилегающих поверхностных водотоках
Установление гидродинамической сетки водонапорной системы	Работы по моделированию на приборах ЭГДА (электрогидродинамических аналогий) и на гидроинтеграторе

Вопросы, подлежащие изучению	Методы изучения
Геотермика	
Определение глубины пояса постоянных годовых температур и изучение температурного режима выше этого пояса (в пределах и вне очага разгрузки вод)	Организация термометрической станции и наблюдений в контрольных скважинах. Построение графика термоизоплет
Изучение теплового потока месторождения глубже пояса постоянных годовых температур и установление термических аномалий	Измерение температур в скважинах и определение геометрической ступени на различных участках месторождения
Химический состав воды	
Изучение химического состава воды, изменения его по глубине и по площади	Производство химического анализа (колориметрического, хроматографического, спектрального, полярографического и т. д.) с определением газов, микроэлементов, органических веществ и изотопов
Полная характеристика состава воды главнейших зон и горизонтов	Краткие анализы вод в процессе разведочного бурения
Изучение колебания химического состава вод (во времени) и выяснение соотношений между составом, дебитом и температурой	Определение коэффициентов пропорциональности микро- и макроэлементов
Газовый состав	
Изучение природной обстановки, в которой находится месторождение минеральной воды (окислительная, восстановительная, метаморфическая)	Определение газонасыщенности и газового фактора с точным установлением количества растворенных и спонтанных газов. Изучение упругости газов
Выяснение генезиса газов (азота, углекислого газа, сероводорода и т. д.)	Газовый анализ основных газов (N_2, O_2, CO_2, CH_4, Ar) и специфических (H_2S, SO_2), тяжелых углеводородов
Определение возраста воды по соотношению гелия и аргона (по формулам Савченко, Козлова и др.)	Определение гелия, аргона и других редких газов
Микробиология	
Выяснение состава микрофлоры, населяющей воды, как на глубине, так и в месте выхода минеральной воды	Производство микробиологических и санитарно-бактериологических анализов

Продолжение табл. VIII-6

Вопросы, подлежащие изучению	Методы изучения
Радиоактивность	
Определение содержания радиоэлементов и установление типа радиоактивной воды (радоновая, радиевая, радоно-радиевая и т. п.)	Определение содержания в воде урана, радия, радона, тория и мезотория, а также соотношений между ними. Определение изотопов
Определение радиоактивной мощности источников и скважин	Определение содержания радона в газах на различных участках месторождений
Установление связи между содержанием радиоэлементов и гидрогеологическими условиями	Сопоставление данных о содержании радиоактивных элементов с коэффициентом фильтрации и длиной пути фильтрации по радиоактивному коллектору
Выяснение контура залегания радиоактивной воды и ореола рассеяния радиоактивного элемента	Контроль за изменением содержания радона в зависимости от колебания дебита и температуры

Таблица VIII-7

Категория скважин при гидрогеологических исследованиях месторождений минеральных вод

Категория	Назначение	Задачи	Место наблюдения на буровых
Поисковая	Для выявления скрытых очагов разгрузки минеральных вод под четвертичными отложениями. Определение контуров месторождения	Предварительная оценка размеров и типов месторождений и наиболее удобных участков для заложения разведочных скважин	Изучение керна, шлама, применение методов электрозондирования и каротажа. Производство химических и газовых анализов и анализов на радиоэлементы. Измерение температур
Опытно-разведочная	Для детального изучения месторождения	Изучение строения месторождения, геотермики, гидрогеохимии и динамики	Детальные гидрогеологические наблюдения при бурении с производством опытных работ на некоторых скважинах
Наблюдательная	Для получения данных по динамике и режиму вод и положения фронта между пресными и минеральными водами	Для постановки наблюдений за режимом вод и получения данных по динамике вод	Заложение скважин в наиболее важных участках с целью создания узла скважин, необходимых для проведения опытных работ и построения изолиний напоров очага разгрузки

Категория	Назначение	Задачи	Место наблюдения на буровых
Разведочно-эксплуатационная	Получение данных по запасам минеральной воды в месторождении	Уточнение строения месторождения, его контуров и обеспечения материалов для проектирования каптажных скважин	Методы те же, что при разведочных скважинах, но конструкция скважины для обеспечения правильной оценки месторождения должна быть лучше
Эксплуатационная (каптажная)	Для эксплуатации минеральных вод	Обеспечение максимального дебита минеральных вод и выбор наиболее эффективного способа эксплуатации	При наличии достаточно хорошей документации разведочных и разведочно - эксплуатационных скважин некоторые интервалы могут не опробоваться. Необходимо иметь достаточно большой диаметр скважин, надежный тампонаж и антикоррозионные обсадные трубы

иногда штольнями, штольнями и скважинами одновременно, оборудованными внутренними трубами (сифоидами) и другими приспособлениями, обеспечивающими равномерное истечение газирующей воды. Железистые воды, часто залегающие неглубоко в четвертичных отложениях и зоне выветривания коренных горных пород, каптируются колодцами или неглубокими (до 30—50 м) скважинами. Радоновые холодные воды, формирующиеся в зоне выветривания массивных кристаллических пород, каптируются штольнями и неглубокими скважинами.

Каптажные скважины минеральных лечебных вод имеют различные диаметры, причем они могут быть наклонными и вертикальными; различной конструкции, зависящей от водообильности водоносного горизонта, глубины его залегания типа водоподъемника, потребного количества воды для лечебного учреждения. Элементы каптажных сооружений, выбор материалов для них, системы их расположения на месторождении, требования, предъявляемые к этим сооружениям, рассматриваются в специальной литературе, и в частности в последней работе А. М. Овчинникова [35] и работе Н. И. Толстихина и Е. В. Посохова [38].

§ 5. Минеральные озера и лечебные грязи

Минеральные озера являются своеобразными поверхностными месторождениями минеральных вод. К ним относятся такие озера, вода которых имеет общую минерализацию, превышающую 1 г/л. На территории СССР минеральные озера встречаются в самых различных по геологическому строению, гидрогеологическим и климатическим условиям районах. Они известны в районе устья Дуная, в Крыму по Азово-Черноморскому побережью, в нижнем течении Дона, по Манычу, на Северном Кавказе, в Прикаспийских степях, Казахстане, пустынях Средней Азии, в Западно-Сибирской низменности, в Забайкалье и Якутии.

По генезису формирующихся в озерах солей они разделяются на морские и континентальные (материковые). Первые представляют собой отшнуровавшиеся морские лагуны, бухты и заливы, в которых соленакопление является следствием

поступления в озеро и испарения в нем морской воды. В материковых озерах соленакопление происходит за счет привноса их поверхностными и подземными водами, выщелачивающими почвы и горные породы.

Воды минеральных озер имеют различный химический состав. Они могут быть: а) карбонатными (содовыми), слабоминерализованными, с преобладающими карбонатными и гидрокарбонатными анионами, с устойчивым равновесием натрия и кальция; б) сульфатными (горько-солеными), более минерализованными, с преобладающим сульфатным ионом, с устойчивым равновесием катионов натрия и магния; в) хлоридными (солеными), наиболее минерализованными, с устойчивым равновесием катионов натрия и анионов хлора и сульфата. Эти озера часто связаны с месторождениями каменных солей (Баскунчак, Индер и др.).

Под влиянием соленакопления, периодических колебаний климата, связанных с изменением метеорологических условий в различные периоды года, изменения режима поверхностных и подземных вод, минерализация и состав рапы озер не остаются постоянными, воды озер метаморфизуются. Различают два типа метаморфизации состава воды минеральных озер: прямой, или лиманный, и обратный, или материковый.

Оценка прямого типа метаморфизации воды в минеральных озерах производится по коэффициенту метаморфизации, предложенному акад. Н. С. Курнаковым и представляющему собой отношение $MgSO_4/MgCl_2$. Уменьшение данного коэффициента указывает на исчезновение сульфатов из озерной воды, которое может быть вызвано процессом биохимического восстановления сульфатов (десульфатизацией). Десульфатизация может протекать вследствие привноса в рапу коллоидальных частиц, на которых адсорбирован кальций. Тогда происходит катионный обмен по уравнениям

$$MgSO_4 + \underset{\text{Адс}}{(Ca^{2+})} \rightarrow CaSO_4 + \underset{\text{Адс}}{(Mg^{2+})};$$

$$Na_2SO_4 + \underset{\text{Адс}}{(Ca^{2+})} \rightarrow CaSO_4 + 2\underset{\text{Адс}}{(Na^{+})}.$$

Кальций в растворе осаждается в виде гипса. При этом чем выше концентрация рапы и интенсивнее идет процесс заиления озера, тем быстрее исчезают все сульфатные ионы из раствора. При испарении морской воды в отшнуровавшихся от моря лагунах вода теряет свой кальций, выпадающий в виде $CaCO_3$ и $CaSO_4 \times \times 2H_2O$. Вследствие этого кальций, адсорбированный морским илом, вытесняется в раствор, а его место в иле займут магний и натрий, при этом коэффициент $MgSO_4/MgCl_2$ будет уменьшаться. При потере всего $MgSO_4$ и накоплении $MgCl_2$ озеро перейдет в стадию хлормагниевого бассейна.

В процессе заиления озера в результате обменно-адсорбционного вытеснения кальция натрием и магнием в озере образуется $CaCl_2$, формируется хлоркальциевый бассейн.

Обратный тип метаморфизации состава воды имеет место в материковых озерах, где в результате концентрирования вод и интенсивно протекающих в них процессов биохимического восстановления сульфатов они из жестких хлоридных и сульфатных переходят в щелочные карбонатные.

Соответственно процессам метаморфизации минеральные озера разделяют на следующие типы:

1) осаждающие гипс, связанные с морем и характеризующиеся нормальным морским коэффициентом $K = MgSO_4/MgCl_2 = 0{,}67$ при $SO_4/Cl = 1{,}135$ и $CaSO_4/MgSO_4 = 0{,}6$;

2) солегипсовые, осаждающие гипс, не затронутые процессами десульфатизации ($K = 0{,}67$ при $CaSO_4/MgSO_4 \approx 0$);

3) горько-соленые, с небольшим содержанием $MgSO_4$ и ничтожным количеством $CaSO_4$ ($0 < K < 0{,}67$);

4) хлормагниевые, без $MgSO_4$, с небольшим количеством $CaSO_4$, содержащие $MgCl_2$, NaCl, $CaCl_2$ ($K = 0$ при $CaSO_4/MgSO_4 = \infty$).

5) хлоркальциевые, содержащие небольшое количество $CaSO_4$ и различные количества NaCl, $CaCl_2$ (редкий тип озер);

6) глауберовые, с отсутствием $MgCl_2$, высоким содержанием Na_2SO_4, $MgSO_4$, NaCl и небольшим количеством $CaSO_4$ ($SO_4/Cl > 1{,}135$, $CaSO_4/MgSO_4 = 0$);

7) содовые (щелочные), характеризующиеся высоким pH = 8÷10, содержанием $NaHCO_3$ и $Mg(HCO_3)_2$.

Донные отложения минеральных озер представлены илами, которые широко используются на многих курортах как лечебные грязи. Лечебные грязи (илы соленых и пресных озер и других водоемов, торф, глины), называемые по предложению специального Международного комитета пелоидами, разделяются на следующие типы:

1) неорганические, состоящие преимущественно из тонкоизмельченного неорганического вещества и воды, с небольшим содержанием органических веществ; к ним относятся продукты отложения термальных и холодных источников и сопочные грязи;

2) осадочные, образовавшиеся в результате осаждения частиц в водоемах (лиманные, морские грязи и грязи материковых озер и рек);

3) органические (илы) — сапропели, мягкие смеси, состоящие в основном из остатков низших животных и растений с примесью неорганического материала (лиманные и морские, органические материковые грязи);

4) торфяные, состоящие из гумифицированного органического вещества и растительных остатков, с той или иной примесью неорганического вещества (верховые, сфагновые торфы, низинные, васкулярные торфы, землистые торфы);

5) смешанные виды пелоидов — иловые грязи с большим содержанием гумифицированного растительного вещества;

6) продукты выветривания вулканических пород (каолин, глина).

Лечебные грязи, несмотря на их различие по происхождению, представляют собой однородную массу, обладающую высокими влажностью, теплоемкостью, адсорбционной способностью и низкой теплопроводностью. При оценке лечебных свойств грязи изучаются ее компонентный и химический состав и физические свойства (удельный вес, теплоемкость, теплопроводность, пластичность, вязкость).

Каждая грязь состоит из частиц минералов, пород и отдельных кристалликов различного размера от 1 до 0,1 мм, коллоидного комплекса (частиц размером от 0,1 до 0,0002 мм) и грязевого раствора. Последний заполняет промежутки между скелетными частицами, пропитывает коллоидный комплекс и адсорбирует на нем свои ионы. Количественные соотношения между этими тремя компонентами в зависимости от генезиса грязи, глубины отбора ее пробы на анализ, режима водоема и других факторов изменяются.

Хорошая лечебная грязь должна содержать частиц больше 1 мм не более 2—3%. Коллоидный комплекс (гидраты окиси железа и сернистого железа, алюминия, кремневая кислота, органические вещества, глинистые частицы и др.) определяет такие свойства грязей, как их пластичность, вязкость, тепловые свойства, влагоемкость, адсорбционную способность, интенсивность биологических процессов и т. п.

Грязевый раствор несколько отличается от воды грязевого водоема, из которой он формируется. Объясняется это тем, что в грязях развиваются восстановительные физико-химические и биологические процессы, изменяющие первичный состав воды водоема. Биохимические процессы, связанные с деятельностью микрофлоры (бактерий), приводят к образованию в грязях биогенных компонентов (соединений углерода, азота, серы, железа, фосфора, кремния) и газов (сероводорода, метана и др.).

Минеральные озера и залежи грязей разведуются зондировочными буровыми скважинами, обычно располагаемыми по сетке, размеры которой определяются целевым назначением исследований, их стадийностью и детальностью, физико-географическими, геологическими и гидрогеологическими условиями районов нахождения озер и грязей и другими факторами.

При исследованиях оцениваются запасы солей и грязей, изучаются водный баланс озер, условия их питания, состав и типы питающих их вод, гидрологометеорологическая обстановка, физико-химические свойства солей и грязей, бальнеологические свойства грязей.

ГЛАВА IX

ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ

§ 1. Краткие сведения о формировании термальных вод

Термальные воды имеют глобальное распространение в земной коре, непрерывно получая тепловую энергию из глубоких недр Земли. Исследования Е. А. Любимовой [12] показали, что расплавленная зона в мантии Земли должна была сформироваться под действием радиоактивного распада 2—3 млрд. лет назад на глубине от 150 до 600 км в зависимости от исходных термических параметров (коэффициенты теплопроводности, генерация тепла, тепловой поток и др.). Дальнейшая эволюция этого расплавленного слоя составляла одно из важнейших событий термической истории Земли.

Согласно математической модели зонного плавления Земли, рассчитанной А. Н. Тихоновым [25], расплавленные зоны возникали в верхнем 500-километровом слое литосферы многократно, до 13—20 раз, с периодом 170—100 млн. лет. Один из примеров расчета приведен на рис. IX-1 (возраст Земли как планеты составляет 4,5—5 млрд. лет). Как видим, первые зачатки расплавов формировались на глубине около 400 км, и затем по мере развития циклов расплавления и затвердевания магматические зоны перемещались вверх. Надо полагать, что с подобными многократными зонными плавлениями связаны тектоно-магматические процессы и современный вулканизм. Расплавленные массы, поднявшиеся с глубины, прогревают материковую земную кору и вызывают в ней различные физико-химические процессы, в том числе и формирование термальных вод подземной гидросферы.

Наиболее ярко термальные воды подземной гидросферы проявляются в районах современной или недавно угасшей вулканической деятельности, в тектонически активных горно-складчатых областях и сопряженных с ними мобильных геологических структурах (краевые прогибы и межгорные впадины). Такая их приуроченность в течение долгого времени способствовала односторонним пред-

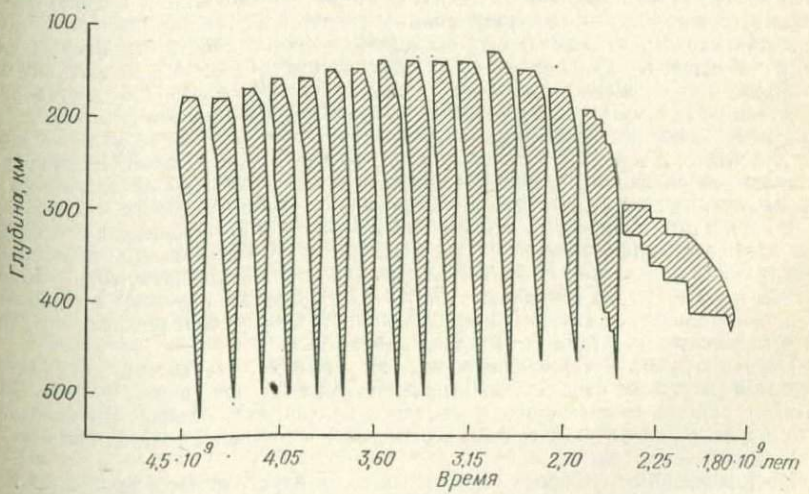


Рис. IX-1. Циклы проплавления верхней мантии Земли по математической модели А. Н. Тихонова, Е. Н. Любимовой и В. К. Власова [1969 г.].

ставлениям о термах как о водах неизменно глубинного характера — специфических, редких (магматических) и ювенильных. Ранее существовавшие представления о ювенильной природе глубинных терм обусловлены именно тем, что области современного вулканизма характеризуются исключительно интенсивной, разнообразной и во многом специфической газо-гидротермальной деятельностью, не существующей ни в каких других геолого-структурных областях земной коры.

Приуроченность большинства естественных выходов горячих и перегретых источников к вулканическим и мобильным горно-складчатым областям свидетельствует о своеобразии гидрогеохимических особенностей этих геологических структур, существенно отличающих их от природной обстановки в пределах щитов и платформенных плит. В последних глубокие горячие воды более застойны, характеризуются меньшими напорами (за исключением предгорных прогибов и впадин), менее раскрыты для дренирования и поэтому обычно не проявляются естественным путем на земной поверхности. Особенно большие количества термальных вод сконцентрированы в осадочных толщах, благодаря своей емкости образующих огромные подземные бассейны, с многоэтажным строением, обычно высоконапорных и самоизливающихся вод.

За последние годы получено много новой информации по геохимии и температурному режиму термальных вод, вскрытых в СССР и в некоторых зарубежных странах глубокими и сверхглубокими скважинами (5 км и более), главным образом при изысканиях на нефть и газ. Результаты опробования этих скважин позволили говорить о вертикальной и горизонтальной термогеохимической зональности подземной гидросферы как закономерном явлении. Теперь можно утвердительно говорить о существовании в земной коре единой подземной гидросферы термальных вод, переходящих глубже в перегретые воды и еще ниже — в воды с надкритической температурой.

Геохимическая и термическая эволюция подземной гидросферы находит отражение в термобарическом режиме земной коры, связанном на протяжении всей геологической истории с вещественным обменом как с подкоровыми пространствами Земли, так и с наземными водами и атмосферными осадками. Установлено, что над сферой высоконагретых подземных водных растворов залегает относительно тонкая оболочка холодных и слабонагретых вод [28].

Имеющиеся данные показывают, что количественные и качественные показатели термальных вод в верхних частях земной коры определяются в основном условиями природных обстановок. Природные обстановки — это совокупность определенных естественноисторических факторов (предпосылок), широко отражающих геологические, геотермические и гидрогеологические условия и позволяющих изучать и сопоставлять специфические особенности термальных вод как в пределах главнейших геологических структур (геосинклинали, плиты, щиты), так и на площадях отдельных районов и участков. Природные обстановки в сочетании с данными истории развития района исследований могут быть с успехом использованы не только для оконтуривания месторождений термальных вод, но и для решения вопросов формирования их состава. Главнейшими природными обстановками являются: 1) геолого-структурная, 2) фациально-литологическая, 3) геоморфологическая, 4) гидродинамическая, 5) термобарическая и др.

Геолого-структурная обстановка. Наблюдения показывают, что проявления термальных вод в большинстве случаев связаны с определенными группами геолого-структурной обстановки (горно-складчатые сооружения, прогибы и впадины, платформенные плиты и др.). Возраст структур и их последующая тектоническая активизация (особенно в кайнозое) обусловливают различия в геотермическом градиенте и тепловом потоке.

Первая группа — горно-складчатые сооружения — характеризуется естественными выходами на земную поверхность горячих вод, паров и газов. Она включает районы современного и молодого вулканизма, альпийской складчатости и древних складчатых систем, испытавших интенсивное воздействие новейших тектонических движений.

Месторождения глубинных термальных вод и парогидротерм располагаются вблизи действующих или недавно потухших вулканов, выполняющих роль активизаторов режима при наложении их на прилегающие к ним водовмещающие комплексы вулканогенно-осадочных образований.

Вторая группа — краевые прогибы, межгорные и предгорные впадины, периферические части складчатых сооружений — характеризуется большой мобильностью, разнообразием тектонических движений и связанными с ними процессами миграции термальных вод и флюидов. Здесь наблюдаются накопление мощных терригенных и карбонатных толщ, проявления складчатости, а также локализации в горных породах термальных вод, нефти и газов.

Третью группу составляют платформенные плиты, поверхность фундамента которых погружена на значительные глубины (3—5, а местами до 10 км) и перекрыта мощными толщами неметаморфических и слабодислоцированных преимущественно осадочных толщ. В состав платформенных покровов входят отложения рифейского, палеозойского и мезозойско-кайнозойского возрастов, разрезы которых достигают максимальной полноты в глубоких впадинах плит. К платформенным плитам (Западно-Сибирская, Скифская, Туранская) приурочены крупные артезианские бассейны или системы бассейнов, содержащие массу термальных вод, нагретых до разных температур, разного состава и минерализации.

Фациально-литологическая обстановка. Установлено, что термальные воды могут быть приурочены к морским, прибрежно-морским и континентальным фациям. По термическим свойствам комплекс осадочных пород дифференцируется следующим образом. Наибольшие тепловые сопротивления имеют рыхлые породы. С переходом от терригенных к более плотным карбонатным породам тепловое сопротивление уменьшается в два-три раза, достигая минимальных значений в галогенных отложениях. При изучении фациально-литологических условий с целью выяснения месторождений термальных вод или оценки их геологических запасов особое внимание следует уделять наличию или отсутствию плотных пород (глины, гипсы, ангидриты), служащих водоупорами и естественными герметизаторами для водонапорных систем. На размещение термальных рассолов большое влияние оказывают галогенные фации.

Геоморфологическая обстановка. Разгрузки термальных вод часто приурочиваются к пониженным участкам, например к погребенным формам рельефа (долины рек, озерные впадины, бассейны морей и др.). Известны случаи внедрения напорных термальных вод в речные холодные воды в долинах рек Волги и Камы. Значительные разгрузки глубинных терм наблюдаются непосредственно через морское дно (Красное, Каспийское моря и др.).

Гидродинамическая обстановка. Наиболее ярко проявляется миграция термальных вод различного химического состава в районах современного и молодого вулканизма в периоды выделения из вулканов и фумарол значительных количеств глубинных парогидротерм. Вода при этом не обязательно должна быть магматического происхождения; в большинстве случаев она является продуктом ассимиляции пород и заключенных в них свободных, связанных и других вод. Движение водных растворов и флюидов к верхним частям земной коры происходит избирательно, преимущественно по вертикальным и наклонным тектоническим трещинам и ослабленным контактным зонам.

Особые гидродинамические условия характерны для межгорных впадин и предгорных краевых прогибов с имеющимися в их пределах структурными поднятиями (купола, брахиантиклинали и др.) Эти структурные поднятия на фоне общего погружения межгорных и предгорных прогибов занимают особое место как наиболее ярко выраженные участки подземного дренажа, в сторону которых напорные термальные воды часто поднимаются по водоносным горизонтам и тектоническим нарушениям из тектонических депрессий.

В закрытых платформенных условиях миграция термальных вод более затруднена. Здесь характерны скрытые очаги разгрузки термальных вод за счет перетекания из одного горизонта в другой, в особенности в древние аллювиальные образования долин больших рек.

Термобарическая обстановка. Высокая температура подземных вод способствует растворимости минералов и определяет распределение летучих элементов (бор, иод, фтор и др.) между жидкой и газообразной фазами. Поэтому термальные воды в большинстве случаев более насыщены ценными химическими компонентами, чем холодные.

Давление в породах проявляется не столько своим непосредственным влиянием на растворимость их вещественного состава, сколько способностью удерживать

в водных растворах определенное количество летучих соединений. Высокое парциальное давление препятствует процессу выделения летучих соединений. Сильно пониженное давление, наоборот, вызывает быстрое выделение летучих компонентов (Rn, B, F, I, CO_2, H_2S и др.).

§ 2. Классификация термальных вод

Температура подземных вод отражает возрастные, тектонические, литологические и гидродинамические особенности водовмещающих толщ и потому является важным общегеологическим критерием для построения классификации вод.

Источники воды и тепловой энергии в верхней части земной коры, как правило, рассредоточены, степень же нагретости подземных вод целиком и полностью зависит от характера теплового поля. Нагрев подземных вод происходит за счет кондуктивного теплообмена с вмещающими толщами, и лишь в редких случаях он обусловлен воздействием восходящих конвективных потоков нагретых теплоносителей.

Последнее справедливо для водовмещающих толщ, находящихся в сфере влияния остывающих магматических очагов и «тепловых куполов», развивающихся на молодых глубокозаложенных разломах.

Известно, что для верхней части стратисферы температура на 1 км глубины увеличивается в среднем на 32,9° С, т. е. на глубине 20 км она может достигнуть 550—600° С. Однако геотермические условия резко варьируют для различных регионов. Наибольший геотермический градиент был отмечен в Бонанце (штат Орегон, США) — районе молодой вулканической активности. Он составил более 150° С на 1 км. Наименьший градиент — 6° С/км — зарегистрирован в Витватерсранде (Южная Африка) — области древнего кристаллического щита. Низкими геотермическими градиентами отличаются территории древних кристаллических щитов — Канадского, Балтийского, Украинского, Анабарского и т. д.

На территориях внутриплатформенных впадин, предгорных и межгорных прогибов, сложенных преимущественно осадочными и вулканогенно-осадочными породами, геотермические градиенты либо близки к среднепланетарному, либо превышают его, достигая 40—50° С/км. Максимальные градиенты отмечаются в районах современной вулканической деятельности и в рифтовых поясах (до 100—150° С/км).

Таким образом, в любой точке земной поверхности на определенной глубине, зависящей от геотермических особенностей района, всегда можно обнаружить водовмещающие породы, содержащие термальные воды. Эта своеобразная гидротермальная оболочка прослеживается повсеместно, но на разной глубине. В рифтовых и вулканических зонах она выходит на земную поверхность, образуя парогидротермальные месторождения. В пределах сооружений альпийского орогенного пояса глубина залегания гидротермальной оболочки составляет несколько сотен метров (до 1 км). На территории платформенных впадин она погружается до 1—1,5 км, а на кристаллических щитах гидротермы можно обнаружить не менее чем в нескольких километрах от поверхности.

Нетрудно видеть, что при таком большом разнообразии геотермических обстановок температура подземных вод может варьировать в очень широком диапазоне. Опыт классификации подземных вод по температуре имеет более чем столетнюю историю, и несмотря на это к настоящему времени на равных правах претендует на универсальность не одна, а большое количество классификаций (табл. IX-1). Все воды обладают той или иной температурой, а между тем критерии для отнесения вод к термальным или нетермальным различны и достаточно условны.

При составлении классификаций подземных вод по температуре в большинстве случаев учитывались следующие условия: физическое состояние и фазовые переходы воды, влияние температуры на течение биохимических процессов и на скорость химических реакций, возможность использования подземных вод для практических целей.

Поскольку большинство современных температурных классификаций сходятся в определении переохлажденных (ниже 0° С), холодных (ниже 20° С) и

Таблица IX-1

Классификация источников и подземных вод по температуре

Температура, °С							Автор
0—20			20—37	37—50	50—75	75—100	>100	
Холодные			Субтермальные	Термальные	Гипотермальные			А. М. Овчинников, 1947 г.
Весьма холодные		Холодные	Теплые	Горячие	Очень горячие			О. А. Алёкин, 1958 г.
Холодные			Субтермальные	Термальные				А. В. Щербаков, 1956 г.
Исключительно холодные	Весьма холодные	Холодные	Теплые	Горячие	Весьма горячие		Исключительно горячие	
Переохлажденные	Очень холодные	Холодные	Теплые или слаботермальные	Горячие или термальные	Очень горячие—высокотермальные		Перегретые	Ф. А. Макаренко, 1960 г.
Исключительно холодные	Очень холодные	Холодные	Теплые	Горячие	Очень горячие — высокотермальные		Перегретые воды и пары	Коллектив авторов (*из книги «Курорты СССР»*, 1962 г.)
Холодные			Низкотермальные		Высокотермальные			К. Ф. Богородицкий, 1968 г.
Переохлажденные	Очень холодные	Холодные	Теплые	Горячие	Очень горячие		Перегретые	
Переохлажденные	Холодные		Термальные				Перегретые	Б. Ф. Мавринский, 1971 г.
»	Очень холодные	Холодные	Слаботермальные		Термальные	Высокотермальные	Перегретые *	
			С надкритической температурой				>375	

* Перегретые воды включают: слабо перегретые 100—150° С, значительно перегретые 150—250° С и весьма перегретые 250—375° С.

Таблица IX-2

Классификация подземных вод по температуре

Балл	Температурные типы вод	Степень нагретости	Шкала температуры, °С	Физические и биохимические критерии температурных границ
1	Переохлажденные	Исключительно холодные	Ниже 0	Переход воды из жидкого состояния в твердое
2	Холодные	Весьма холодные	0—4	При температуре 4° С вода обладает наибольшей плотностью
3	—	Умеренно холодные	4—20	Единица вязкости (сантипуаз) определена при температуре 20° С
4	Термальные	Теплые	20—37	Границей между теплыми и горячими водами принята температура человеческого тела (37° С)
5	»	Горячие	37—50	Оптимальная температура для роста бактерий
6	»	Весьма горячие	50—100	При температуре 100° С вода переходит в пар
7	Перегретые	Умеренно перегретые	100—200	Яркое проявление термометаморфизма (гидролиз карбонатов с выделением CO_2, генерация абиогенного H_2S и др.)
8	»	Весьма перегретые	200—375	Процессы углефикации органического вещества и углеводородов
9	Флюидные	Исключительно перегретые	Выше 375	Существование ассоциаций, характерных для газа и жидкости

теплых (20—37° С) подземных вод, а расхождения в более высокой области температур носят во многом лишь терминологический характер («очень горячие», «весьма горячие» и т. п.), остановимся на девятибалльной шкале температур подземных вод, которая приводится в табл. IX-2.

§ 3. Методы поисков и разведки термальных вод

При планировании поисковых и разведочных работ на термальные воды необходимо различать следующие понятия: «провинция термальных вод», «горизонт термальных вод» и «месторождение термальных вод».

Под провинцией термальных вод понимается крупная тектоническая область, в пределах которой на большой территории распространены термальные воды (бассейны, районы, месторождения), не связанные между собой общностью происхождения, хотя и приуроченные к водовмещающим геологическим структурам регионального плана. Под «горизонтом термальных вод» понимается более или менее однородная вмещающая термальные воды толща пород. В том случае, когда в пределах площади распространения одного или нескольких водоносных горизонтов или обводненных зон дробления пород на отдельных участках имеются подземные термальные воды, отвечающие требованиям теплофикации, бальнеоло-

гии или промышленности по запасам, температуре, химическому составу, технологическим свойствам, эти участки можно называть месторождениями термальных вод. При этом необходимо учитывать и экономические условия, так как могут оказаться и такие участки, где организовать эксплуатацию термальных вод по экономическим признакам нецелесообразно.

Гидротермические исследования и связанные с ними поиски и разведка месторождений термальных вод могут носить различный характер в зависимости от степени изученности территории, вида и этапа работ, а также геологических, гидрогеологических, геоморфологических, термических и других особенностей бассейна или района. На каждом этапе работ применяются различные методы исследований. Вместе они составляют методику изучения месторождения термальных вод.

В СССР гидротермические исследования делятся на следующие этапы: 1) поисково-рекогносцировочные; 2) поисково-съемочные, 3) поисково-разведочные и 4) исследования при разведочно-эксплуатационном бурении.

Поисково-рекогносцировочные гидротермические исследования ставятся чаще всего для предварительного ознакомления с бассейнами или районами, в гидротермическом отношении совершенно не освещенными. Эти исследования должны, во-первых, выяснить районы или участки с наличием горячих источников и пара и, во-вторых, дать материал для составления обоснованной программы более детальных гидротермических работ. В некоторых наиболее перспективных участках изучаемого района гидрогеотермические исследования проводятся с применением зондировочного бурения. Исследования данного этапа проводятся редкими маршрутами с составлением схематических мелкомасштабных гидрогеотермических карт масштабов 1 : 1000 000—1 : 200 000.

Поисково-съемочный этап гидрогеотермических исследований отличается от предыдущего значительно большей полнотой и характеризуется уже площадной съемкой местности с составлением среднемасштабных карт (1 : 100 000, 1 : 25 000). Гидрогеотермические карты средних масштабов должны позволить: 1) установить связь повышенных и высоких температур в подземных водах с определенными комплексами изверженных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, а также увязать гидротемпературные аномалии со степенью гидрогеологической раскрытости геологических структур, определяющей бо́льшую или меньшую возможность выходов термальных вод на земную поверхность; 2) дать перспективную оценку выявленных гидротемпературных аномалий; 3) определить направление дальнейших поисково-разведочных гидрогеотермических работ.

Обзорные гидрогеотермические или геотермические карты могут составляться для отдельных крупных регионов. Эти карты бывают различных видов (карты геотермических зон, карты геоизотерм, по кровле или подошве исследуемого комплекса пород, карты среды для исследуемых глубин и др.). Подробно принцип и методика геотермических и гидрогеотермических карт излагаются в работе Б. Ф. Маврицкого и Г. К. Антоненко [14].

При обнаружении в районе исследований перспективных районов или участков необходимо приступить к поисково-разведочным гидрогеотермическим исследованиям. В первую очередь следует оконтурить площадь аномалий температурного поля, вызванных термальными водами. Затем может быть применен один из наиболее простых и быстрых методов геотермических исследований — термометрия, при которой закладывают неглубокие (немного глубже зеркала грунтовых вод) скважины, с последующим построением карты изотерм. Таким способом можно обнаружить кроме видимых очагов разгрузки термальных вод скрытые термоаномалии.

При термометрической съемке обычно применяются термопары. В скважинах температуру измеряют электрическими термометрами сопротивления, максимальными ртутными термометрами и геотермографами, которые регистрируют температуру в пределах от 20 до 300° С с погрешностью до 2° С.

Одновременно с термометрическими работами проводятся геологические и геофизические исследования. Геологическое картирование сопровождается геофизической и буровой разведкой.

Исследования на этом этапе сводятся к производству гидрогеотермической крупномасштабной съемки (1 : 10 000 — 1 : 2 000) и разведочных работ, которые выполняются с целью: 1) изучения характера чередования проницаемых и непроницаемых пород, условий их залегания, с которыми связано положение очагов поверхностной активности, последние могут быть смещены по отношению к глубоким источникам тепла; 2) определения контуров геотермических зон опробования температур в плане и на глубину; 3) установления условий распространения, глубины и водообильности водоносных пород, с которыми связаны очаги термоаномалий, а также условий питания и стока подземных вод; 4) определения гидродинамических параметров водоносных зон и горизонтов; 5) изучения состава термальных вод, паров и газов (естественных и выведенных поисковыми и разведочными скважинами).

Гидрогеотермические исследования при разведочно-эксплуатационном бурении проводятся на месторождениях или отдельных участках для подсчета запасов термальных вод по промышленным категориям и передачи месторождения в эксплуатацию. Этими исследованиями должны быть детализированы следующие вопросы: 1) литолого-минералогический состав и структура слагающих месторождение пород, их выдержанность и распространение; 2) количество водоносных горизонтов и зон, глубины их залегания, эффективные мощности, коэффициенты фильтрации и пьезопроводности; 3) давление и температура воды и пароводной смеси на устье и забое в открытых и закрытых скважинах; 4) количество воды и пара, выходящих из скважин, и формирование депрессионной воронки; 5) плотность теплового потока; 6) температура в выстоявшихся скважинах; 7) химический состав воды и пара.

По результатам разведочно-эксплуатационного бурения определяется необходимое число эксплуатационных скважин, обеспечивающих требуемое количество термальных вод, и намечается режим эксплуатации.

Документами, синтезирующими в наглядном виде результаты исследований разведочно-эксплуатационного бурения, являются карты и разрезы (геологические, гидрогеологические, гидрогеотермические и др.) специального (детального) картирования в масштабе 1 : 2000—1 : 500. Эти исследования могут помочь выявить новые участки термальных вод, детализировать уже выявленные, а также решить вопросы, связанные с генезисом и зональностью месторождения.

При поисках и разведке месторождений термальных вод рекомендуется пользоваться работами [4, 5, 9, 14, 15, 16, 19, 20, 26, 27, 28, 29].

§ 4. Распределение термальных вод на территории СССР

Современные представления о распространении термальных вод на территории СССР основываются на обширном материале гидрогеологических съемок, региональных геолого-гидрогеологических исследований, а также исследований глубокого бурения. До 1960 г. специального бурения на термальную воду в СССР не производилось (за исключением бурения в бальнеологических целях). Однако многочисленные работы по разбуриванию потенциально нефтегазоносных площадей позволили попутно выявить и подсчитать прогнозные запасы термальных вод. Во многих районах страны (Азербайджан, Предкавказье, Туркмения, Западная Сибирь) была проведена сплошная геотермическая съемка, изучены основные закономерности регионального распределения термальных вод и отмечены наиболее перспективные месторождения для использования глубинного тепла.

Советский Союз богат термальными водами. Общая площадь распространения весьма горячих (50—100° С) вод превышает одну треть территории СССР. Большая часть ее, примерно 45%, приходится на районы Сибири и Дальнего Востока, около 35% на европейскую часть и 20% — на Среднюю Азию и Казахстан [4].

Термальные воды распространены в пределах крупных территорий, характеризующихся строго определенными геоструктурными и гидрогеотермическими условиями. Таким условиям чаще всего отвечают подвижные складчатые сооружения и зоны с современной или недавно угасшей вулканической деятельностью, мобильные зоны межгорных и предгорных впадин, краевых прогибов и платфор-

менных плит, выполненных вулканогенно-осадочными и нормально-осадочными породами.

Области и районы распространения термальных вод на территории СССР детально описываются в работах К. Ф. Богородицкого [4] и Б. Ф. Маврицкого [15]. Поэтому мы ограничимся кратким рассмотрением наиболее изученных районов.

Камчатка и Курильские острова. *Этот район современного вулканизма обладает* огромными тепловыми ресурсами, заключенными в термальных водах и парогидротермах. Здесь в разнообразных геологических и геотермических обстановках могут формироваться генетически различные типы термальных вод и пароводяных смесей, существенно отличающиеся по химическому составу, расходу и температуре.

На Камчатке имеется около 70 групп термальных источников, приуроченных к вулканогенным породам, температура сорока из них достигает 100° С. Только в одной *долине Гейзеров насчитывается несколько сотен термальных выходов* с общим дебитом около 300 кг/сек пароводяной смеси и самым высоким на Камчатке теплосодержанием 250—270 ккал/кг.

Группа Большебаннных источников включает более 500 выходов термальных вод с температурой от 25 до 103° С. Источники по химическому составу относятся к сульфатно-хлоридному натриевому типу с минерализацией 0,1—1,5 г/л. Дебит естественных выходов превышает 40 л/сек. Согласно данным разведочного бурения запасы Большебанного месторождения составляют около 300 кг/сек пароводяной смеси со *средним теплосодержанием 150 ккал/кг.*

Паратунская гидротермальная система приурочена к тектонической впадине, образованной блоковыми подвижками в четвертичное время. Длина этого бассейна термальных вод составляет 30 км, ширина — до 1 км. Выявленные запасы Паратунского месторождения оцениваются дебитом около 400 л/сек при температуре воды 80° С.

На юге Камчатки в пределах мощного тектонического узла вулканов Кошелёва и Камбального расположено несколько гидротермальных систем, среди которых выделяется Паужетское месторождение. *По химическому составу* Паужетские гидротермы относятся к типу хлоридных натриевых (минерализация 1,0—3,4 г/л; температура на выходе 144—200° С, избыточное давление 2—4 кгс/см²). На базе этого месторождения в 1967 г. была построена первая в СССР геотермальная электростанция с установленной мощностью 5 тыс. квт. В настоящее *время на Камчатке производится разведка потенциально* более мощных гидротермальных систем: Узоно-Семячинской и Мутновской.

Термальные воды и парогидротермы Курильских островов приурочены к кратерам и кальдерам действующих вулканов: Эбеко (о. Парамушир), Менделеева, Тятя (о. Кунашир), Заварицкого (о. Симушир). Наиболее перспективны в смысле хозяйственного освоения гидротермы месторождения Горячий Пляж на о. Кунашир. В целом это месторождение по типу гидротерм очень сходно с Паужетским, однако теплосодержание пара (300 ккал/кг) почти в два раза выше.

Чукотский полуостров. *На Чукотке известно 13 высокотермальных источ*ников с суммарным дебитом 116 л/сек и температурой воды в летний период 80—91° С. Термальные воды разнообразны по химическому составу, с различной степенью минерализации от 1,2 до 42 г/л. Согласно газовой классификации воды, как правило, азотные. Чаплинские и Сенявинские источники имеют температуру 80° С и дебит до 15 л/сек; Гильмимлинейский — 91° С, дебит 50 л/сек и общую минерализацию 3,5 г/л.

Восточная Сибирь. На территории Восточной Сибири термальные воды обна*руживаются только в платформенных впадинах, причем на больших глубинах.* В пределах Вилюйской впадины близ поселков Усть-Вилюй и Бахынай на глубине 2200—2422 м, где залегает мощная толща песчаников и аргиллитов юрского возраста, была вскрыта термальная вода с минерализацией 41—80 г/л и температурой 45—55° С, которая самоизливалась на поверхность, имея дебит 17—69 м³/сутки.

Термальные рассолы Иркутской впадины содержатся в кембрийских алевролитах, песчаниках и каменных солях. Общая минерализация их колеблется от 182 до 510—600 г/л. Средняя температура рассолов для глубин 2—2,5 км составляет 37—43° С и для глубин 3—3,5 км — 56—60° С. *Наибольшая температура вод,*

измеренная на территории Ангаро-Ленского артезианского бассейна, 77° С в Тайшетской скважине, выведшей термальный рассол с глубины 2974 м. На основе средней геотермической ступени для этого района (43 м/°С) можно предполагать, что на глубине 4—5 км температура водовмещающих пород и находящихся в них вод превысит 100° С.

В районах глубоких тектонических разломов, ограничивающих, как правило, *впадины байкальского типа, выходят многочисленные термальные источники*, температура которых превышает 42° С, а иногда (Могойские источники) достигает 75° С. Воды источников имеют очень низкую минерализацию — 0,2—0,7 г/л.

Исключительно высоки дебиты отдельных источников, таких как, например, *Горячинский — 2 тыс. м³/сутки; Верхнеангарский — 6 тыс. м³/сутки.* Суммарно термальные источники байкальских впадин изливают на поверхность около 25 тыс. м³/сутки горячей воды.

Западная Сибирь. Здесь расположен самый крупный в СССР Западно-Сибирский артезианский бассейн термальных вод, нагретых до 150° С. Этот бассейн занимает около 3 млн. км². Термальные воды, приуроченные к мощным мезозойско-кайнозойским отложениям, залегают здесь на глубинах 1100—3000 м, имеют высокую температуру, местами значительные дебиты и слабую минерализацию. При поисках нефти и газа пробурены тысячи глубоких скважин, бóльшая часть которых дала горячую воду (50—110° С). Дебит воды в некоторых скважинах достигает 5 тыс. м³/сутки с напором до 6 кгс/см². Многие термальные воды содержат углеводородные растворенные газы. В отдельных месторождениях из 1 м³ горячей воды выделяется до 2 м³ метана. В целом Западно-Сибирский бассейн имеет потенциальные запасы термальных вод 10 750 тыс. м³/сутки.

Тянь-Шань, Памир и сопредельные территории. Здесь основные запасы термальных вод сосредоточены в межгорных и краевых впадинах. Ферганский артезианский бассейн, обладающий пятью-шестью водоносными горизонтами в отложениях неогена и мела, содержит воду различной минерализации с температурой до 70—90° С. Группа кызылкумских артезианских бассейнов дает на самоизливе 50—70 тыс. м³/сутки маломинерализованной (2—5 г/л) воды с температурой 30—60° С. Столь же перспективен Приташкентский артезианский бассейн, суммарный динамический запас которого определяется 25—40 тыс. м³/сутки термальной слабоминерализованной воды с температурой 45—70° С. В Гиссарской впадине в палеогеновых и мезозойских отложениях выявлено крупное месторождение термальных вод. Здесь с глубины 2,5—2 км на поверхность выведена вода с температурой 80—100° С. На месторождении термальных вод Гарм-Чашма, расположенном в 50 км от Хорога, имеется более 10 источников с температурой 40—65° С.

В восточной части Иссык-Кульской впадины (курорт Аксу) скважинами выведена вода с температурой 57° С, минерализацией 0,4 г/л и дебитом на самоизливе 20 л/сек (17,28 тыс. м³/сутки).

В Илийской межгорной впадине, площадь которой около 20 тыс. км², общий дебит термальных вод с температурой свыше 50° С составляет 12 м³/сек (1036,8 тыс. м³/сутки). В районе г. Панфилова на глубине 2000—3500 м вскрыто несколько горизонтов, содержащих термальную воду с температурой 65—96° С при дебите в среднем в скважине до 7,5 тыс. м³/сутки.

Крупный бассейн маломинерализованных термальных вод расположен в районе г. Алма-Ата. На глубинах 2500—3500 м температура воды составляет 80—120° С. Скважины высокодебитны (до 2,5 тыс. м³/сутки); избыточные давления воды у поверхности Земли достигают 20—35 кгс/см².

Кавказ. Кавказ является одним из наиболее изученных районов в отношении теплового режима недр. Здесь расположены старейшие курорты страны, основанные на базе термальных вод, и в ряде пунктов уже используется тепло термальных вод для теплоснабжения. Особенно большие ресурсы термальных вод наблюдаются в краевых впадинах Большого Кавказа.

В Краснодарском крае, севернее станицы Ширвинской, на глубине 1815 м обнаружены воды с температурой 90° С и дебитом 2 тыс. м³/сутки. В г. Краснодаре на глубине 3 км в отложениях среднего миоцена температура термальных вод достигает 90—100° С.

Крупные месторождения термальных вод известны в Ставропольском крае. В нижнемеловых отложениях Прасковейской площади обнаружены воды с темпе-

ратурой 170—180° С. Уже на глубине 1160 м была вскрыта пароводяная смесь, которая на устье скважины имела температуру 117° С.

Вблизи г. Невинномысска с глубины 2,3 км скважиной выведена термальная вода с температурой 99° С, дебитом 1—1,1 тыс. м³/сутки и давлением 14 кгс/см². Редкое явление в гидрогеологической практике наблюдалось на окраине г. Георгиевска, где после вскрытия горизонта термальных вод зафонтанировала скважина с напором воды 77 кгс/см², температурой 90° С и дебитом 2,8—3,3 тыс. м³/сутки. Аналогичный по мощности фонтан был получен в 1968 г. на окраине г. Лабинска с глубины около 2 км, с температурой воды 92° С.

Несколько крупнейших гидротермальных бассейнов находится по южную сторону Большого Кавказа. Особенность термальных вод закавказских межгорных впадин состоит в том, что они имеют чрезвычайно высокую температуру (70—100° С) при выходе на поверхность. В пластовых условиях (2,5—4,5 км) температура воды еще выше на 10—20° С. Перспективные запасы грузинских термальных вод оцениваются 290—300 тыс. м³/сутки при средней температуре 80° С.

В Прикаспийско-Кубанской зоне на разных глубинах (до 1400 м) можно встретить пресную гидрокарбонатную кальциево-натриевую термальную воду с температурой до 55° С и дебитом от 1 до 45 л/сек. При бурении на нефть выяснилось, что на глубине до 4000 м в меловых и юрских отложениях температура термальной воды доходит до 82° С, а минерализация более 60 г/л.

Апшеронская зона термальных вод формируется в мощных пластах и пластово-трещиноватых структурах неогена. Здесь встречаются хлоридно-натриевые и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией от 2 до 15 г/л и общим дебитом около 8 тыс. м³/сутки. Многочисленные скважины, пробуренные в свое время на нефть, изливают термальную воду с температурой 70—90° С. На территории Шиховой Косы, в районе Баку, получены сероводородные воды с температурой на устье скважины 71° С и дебитом 400—500 м³/сутки.

Крым. Термальные воды Крыма залегают на сравнительно небольшой глубине, на что прежде всего указывают малые значения геотермической ступени (13—25 м/°С). На западе полуострова в районе г. Евпатории и оз. Саки термальная вода (39—43° С) находится в меловых песках и песчаниках на глубине 600—800 м. Ее дебит (на самоизливе) составляет 100—1200 м³/сутки. На Тарханкутском полуострове притоки термальных вод с глубины 1,6—1,7 км еще более высокие и составляют на самоизливе 2,5 тыс. м³/сутки. Вода слабоминерализованная, имеет температуру 42—43° С.

Богат горячими водами Керченский полуостров. Здесь с глубин около 1 км из трещиноватых меловых мергелей поступает 890—1000 м³/сутки воды с температурой 54° С, причем все скважины напорные, самоизливающие.

Если судить по данным геотермических измерений в скважинах Крыма, температура вод на глубинах 3—3,5 км должна местами достигать 100° С и выше. Общее количество самоизливающихся из скважин термальных вод составляет около 25 тыс. м³/сутки.

§ 5. Практическое использование термальных вод

В зависимости от физических и химических свойств термальные воды могут быть применимы в четырех сферах народного хозяйства: 1) выработка электроэнергии; 2) отопление и горячее водоснабжение; 3) извлечение химических элементов; 4) бальнеология.

Для выработки электроэнергии с помощью природных теплоносителей в настоящее время используются геотермальные месторождения только в районах активного вулканизма. Мощность всех геотермальных электростанций мира (по состоянию на 1 января 1975 г.) составляет всего 1,5 млн. квт, что занимает в энергетическом балансе пока небольшое место. Однако в связи с истощением традиционных источников энергии, прежде всего органических, роль геотермальной энергетики будет постоянно возрастать, и это находит свое отражение в энергетических программах многих стран мира.

Эффективность развития геотермальной энергетики заключается в практической неисчерпаемости природного теплоносителя, в несложности эксплуатации его месторождений и простоте схем геотермальных электростанций.

Мировая практика накопила теперь некоторый опыт выработки геотермальной электроэнергии. Многие годы работают ГеоТЭС в Италии (Лардерелло, Монте-Амиата, Лаго и др.), в США, в Японии (Онума, Сидзукуси, Мацукава), в Исландии, Мексике, Новой Зеландии и т. д. В СССР первая геотермальная станция, построенная на Паужетском месторождении, дала промышленный ток в 1967 г. Девятилетний опыт работы первой в СССР опытно-промышленной Паужетской геотермальной станции себя хорошо зарекомендовал. Геотермальная электростанция не нуждается в топливе и в связанной с его сжиганием громоздкой аппаратуре; отпадает необходимость создания котельного цеха, подъездных путей, складов. Станция рентабельна и по технико-экономическим показателям превосходит тепловые и другие электростанции равной мощности.

Если для выработки электроэнергии могут быть применены только перегретые термальные воды с температурой более 120—180° С, то для отопления и горячего водоснабжения жилых и производственных зданий (в том числе теплиц, оранжерей) необходима вода с температурой 50—100° С.

Площадь распространения таких «низкопотенциальных» термальных вод весьма велика, поэтому применительно к условиям СССР этот вид использования гидротерм наиболее многообещающий. Максимально рациональное использование термальных вод может быть достигнуто при последовательной их эксплуатации: первоначально в отоплении, а затем в горячем водоснабжении. Существует множество технологических схем геотермальной теплофикации и горячего водоснабжения. Выбор той или иной схемы зависит от теплового потенциала месторождения, климатических условий и особенно от химического состава термальных вод.

Если воды маломинерализованы и имеют высокую температуру (85—90° С), применяется схема прямого использования, при которой вода из скважин непосредственно подается в водопроводную и отопительную сеть. По этой схеме работает система отопления и горячего водоснабжения столицы Исландии—Рейкьявика.

В случае большой газонасыщенности термальной воды используется схема с промежуточным дегазатором и солеотделителем, представляющим собой крупную емкость, в которой сепарируется газ и осаждается карбонат кальция — наиболее распространенный минерал, кольматирующий теплофикационные сети. По такому принципу функционируют системы термального отопления в одном из микрорайонов Тбилиси, в нескольких районах Махачкалы, на курортах Джермука (Армения) и Нальчика. При сильноминерализованных водах требуется установка промежуточных теплообменников, в которых нагревается пресная «сетевая» вода, циркулирующая по теплофикационному контуру.

Геотермальное отопление и водоснабжение в СССР находятся в стадии развития. Помимо Махачкалы планируется полностью перевести на геотермальное снабжение несколько городов и поселков Дагестана, в том числе г. Кизляр. Термальные воды широко используются для отопления санаториев и водолечебниц.

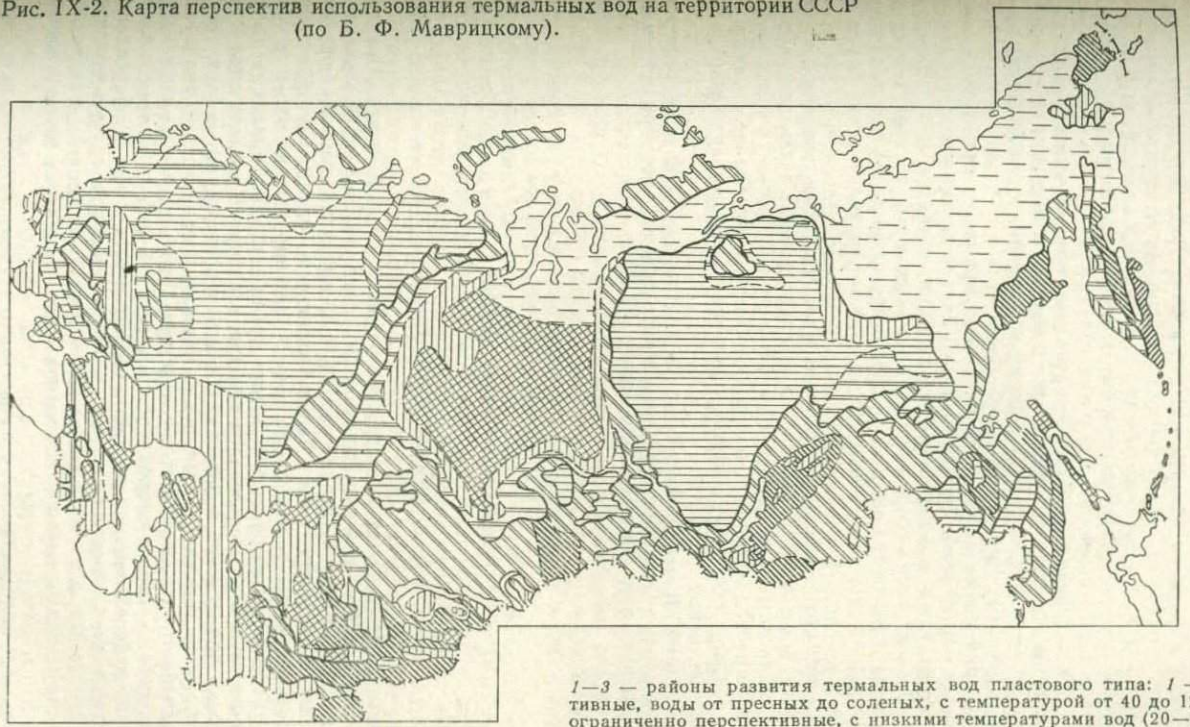
Для отопления тепличных хозяйств и вообще «защищенного грунта» требуется теплоноситель с еще меньшей температурой 20—60° С. В настоящее время на термальных водах работают тепличные овощеводческие комбинаты на Камчатке, на Северном Кавказе, в Грузии, в Казахстане, в Восточной Сибири и других районах.

Интерес к использованию термальных вод для извлечения иода, брома, бора, лития, цезия, рубидия и других элементов определяется следующими факторами:

1) термальные воды характеризуются часто широким региональным распространением, большими запасами, простотой извлечения и комплексным использованием;

2) извлечение полезных компонентов из термальных вод не требует больших капиталовложений в производство горных работ; эксплуатация производится с помощью скважин, стоимость которых значительно ниже стоимости горных выработок;

Рис. IX-2. Карта перспектив использования термальных вод на территории СССР (по Б. Ф. Маврицкому).



1—3 — районы развития термальных вод пластового типа: *1* — перспективные, воды от пресных до соленых, с температурой от 40 до 120° С; *2* — ограниченно перспективные, с низкими температурами вод (20—40° С) или с рассольным характером минерализации высоконагретых вод; *3* — бесперспективные. *4—6* — районы развития термальных вод трещинного типа: *4* — перспективные (*а* — современного вулканизма — температура вод 40—200° С, *б* — вне районов современного вулканизма — температура вод 40—100° С); *5* — с ограниченными перспективами использования; *6* — бесперспективные. *7—8* — районы: *7* — с невыясненными перспективами, *8* — с отсутствием термальных вод в осадочном чехле бассейнов; *9* — границы геологических структур; *10* — границы районов с различными перспективами.

3) в связи с самоизливом термальных вод компоненты можно извлекать с больших глубин и больших площадей одним водозаборным сооружением;

4) высокоминерализованные термальные воды легко обогащаются в результате испарительного концентрирования.

Среди 20—30 химических элементов, которые было бы рентабельно извлекать из термальных вод, пока только иод и бром добываются на промышленной основе.

В Италии и Японии из термальных вод, использующихся для выработки электроэнергии, попутно извлекают борную кислоту, буру, хлористый аммоний. Из термальных вод Карловых Вар добывается фтористый кальций, углекислый натрий, глауберова соль. В США на месторождении Солтон-Си построен опытный химический завод по извлечению калийных солей.

Поскольку и в сфере минеральных ресурсов уже сейчас начинают ощущаться кризисные явления, термальные воды явятся в недалеком будущем той «жидкой рудой», которая обеспечит не только редкими и рассеянными элементами, но и такими, как K, Na, Sr, Mg, Cl и т. д.

Самый древний вид использования термальных вод нашел отражение в медицинской практике. В Древней Греции уже в V—VI вв. до н. э. выходы термальных источников обрамлялись мраморными сооружениями, оборудовались стоками и бассейнами. Одно из таких сооружений, обнаруженное при раскопках в предгорьях Эпидавра, признается едва ли не самым древнейшим курортом, причем предполагают, что именно здесь жил и работал основатель медицинской науки — Гиппократ.

Лечебный эффект минеральных термальных вод обязан их газовому и химическому составу. К числу бальнеологически активных агентов прежде всего относятся газы: углекислый, сероводород, радон. В ряду растворенных компонентов помимо общей минерализационной нагрузки значительную бальнеологическую роль играют иод, бром, фтор, бор, железо, алюминий, стронций, барий, марганец, мышьяк, радиоактивные элементы.

Исходя из приведенных выше данных на территории СССР представляется возможным выделить ряд районов, в которых термальные воды могут быть использованы в различных практических целях (рис. IX-2).

ГЛАВА X

РАДИОАКТИВНЫЕ ВОДЫ

§ 1. Общие положения

Природные воды содержат все известные радиоактивные элементы. Практическое значение приобрели только воды с повышенной концентрацией элементов уранового ряда, т. е. урана, радия, радона и продукта их распада — гелия. Радиоактивные воды применяются в бальнеологии, при поисках месторождений урана и нерадиоактивных полезных ископаемых, при определении возраста подземных вод. Радиевые воды раньше служили сырьем для добычи радия.

Гелий в начале XX в. использовался в воздухоплавании. В последующие годы он стал широко применяться в металлургии и приборостроении. В 50-х годах начались работы по применению гелия при поисках месторождений урана. За последнее десятилетие разработана высокочувствительная аппаратура для измерений малых количеств гелия в газовой и водных средах. Это открыло возможности для широкого использования гелия при геолого-структурном картировании, гидродинамических наблюдениях и поисках месторождений урана, других рудных полезных ископаемых, а также залежей нефти и газа. В данной главе водно-гелиевая съемка рассматривается как один из методов поисков радиоактивных руд.

В последние годы установлено, что повышение концентрации радона и гелия в подземных водах является предвестником землетрясений, что послужило основанием для использования этих газов в сейсмологии.

Изучение изотопного состава гелия открывает новое направление в геохимии, призванное повысить эффективность поисков урановых руд и более обоснованно решать вопросы генезиса гелия, сопутствующих газов нерадиоактивного происхождения [5].

В зависимости от цели использования в понятие «радиоактивные воды» вкладывается различный смысл и к ним относятся воды с различной радиологической характеристикой. В бальнеологии к радиоактивным относят воды с концентрацией радона выше 14 махе (50 эман) [3].

А. Н. Токарев и Е. Н. Куцель [8] для отнесения вод к радиоактивным применяют следующие содержания в них радиоактивных элементов: Rn — 36 эман, Ra — $5 \cdot 10^{-12}$ г/л, U — $3 \cdot 10^{-5}$ г/л.

При поисках месторождений урана А. А. Смирнов радиоактивными (радиогидрогеологическими аномалиями) предложил называть воды с содержаниями радиоактивных элементов, превышающими натуральный фон. Под натуральным фоном он понимает среднее из наиболее распространенных содержаний (исключая аномальные концентрации) [7]. Е. Н. Куцель [8] считает, что аномальным (повышенным) содержанием радиоактивных элементов в водах целесообразно считать значение, превышающее $M + 2\sigma$, где M — модальное или среднее значение, σ — стандартное отклонение.

Содержание урана и радия в водах измеряется в граммах на литр, радона — в кюри. Кюри — количество радона, находящегося в радиоактивном равновесии с 1 г Ra. Наиболее широко в радиогидрогеологии применяются единицы измерения концентрации радона — эман, а в бальнеологии — махе. 1 эман = $1 \cdot 10^{-10}$ кюри в 1 л жидкости или газа. Единица махе равна 3,64 эмана, или $3{,}64 \cdot 10^{-10}$ кюри/л.

§ 2. Формирование радиоактивных и гелиевых вод

Формирование радиоактивных вод определяется многими факторами, основные из которых следующие: 1) геохимические свойства радиоактивных элементов; 2) содержание, распределение и форма нахождения радиоактивных элементов в горных породах; 3) химический и газовый состав подземных вод; 4) электрохимические свойства воды; 5) гидродинамические условия района. Особенности геохимических свойств радиоактивных элементов определяют различие в условиях формирования урановых, радиевых и радоновых вод.

Формирование урановых вод. Основные черты геохимии урана определяются его положением в периодической системе элементов: 1) большая масса ядра атома урана обусловливает его неустойчивость, т. е. радиоактивный распад; 2) у него четко выражены кислотные и основные свойства; 3) он имеет трех-, четырех-, пяти- и шестивалентную форму, что дает широкие возможности участия его в окислительно-восстановительных реакциях. В природе уран встречается в четырех- и шестивалентной форме. В четырехвалентном состоянии уран в виде окислов находится в высокотемпературных минералах или низкотемпературных, но образовавшихся в сильно восстановительной среде. Большинство вторичных минералов представлены шестивалентным ураном.

И. Е. Старик [6], изучая распределение радиоактивных элементов в горных породах, пришел к выводу, что уран в изверженных породах входит обычно в кристаллическую решетку минералов, и только незначительная часть его находится в «межкристаллическом пространстве», т. е. в капиллярах и других пустотах. Это обстоятельство определяет условия перехода урана в воду. Он растворяется только в процессе разрушения минерала. Из осадочных горных пород, где уран находится главным образом в рассеянном состоянии, он может переходить в раствор за счет процессов выщелачивания. Содержание, распределение и форма нахождения урана в горных породах являются важными факторами, определяющими обогащение вод этим элементом. Наиболее высоким кларком урана обладают кислые магматические породы, наименьшим — известняки. При прочих равных условиях подземные воды, циркулирующие в магматических породах, интенсивнее обогащаются ураном, чем воды, заключенные в осадочных образованиях. Вещественный состав урансодержащих пород и руд оказывает большое влияние на обогащение вод ураном. По данным А. И. Перельмана [2], карбонаты,

сульфаты, сульфокарбонаты, ванадаты, а также окислы урана наименее устойчивы. Они растворяются практически во всех подземных водах.

Минералы силикатной группы наиболее устойчивы и растворяются только в щелочных карбонатных водах ($pH > 8$), *а также в кислых водах, содержащих* фульвокислоты. Сложные окислы с четырехвалентным ураном растворимы в кислых сульфатных водах. Вторичные минералы урана переходят в раствор более интенсивно, чем первичные.

Переход урана в воду определяется агрегатным состоянием минерала. Природные воды легче растворяют тонковкрапленные и рассеянные минералы, чем монолитные и гнездообразные включения. Химический и газовый состав воды влияет на переход урана из пород в воду и его дальнейшую миграцию. Наиболее благоприятными являются кислые и щелочные воды.

Повышенная кислотность вод создается за счет растворения свободной углекислоты, органических кислот, серной кислоты, образующейся при окислении сульфидов. При растворении карбонатов и бикарбонатов увеличивается щелочность среды.

На обогащение воды ураном существенное влияние оказывает ее анионный состав. Наиболее агрессивны по отношению к урановым минералам гидрокарбонаты, которые образуют легкорастворимые соединения урана. Анионы SO_4^{2-} и Cl^- при pH, близких к нейтральным, не влияют на интенсивность *растворения урана.*

Катионный состав воды имеет заметное влияние на растворимость урана только в гидрокарбонатных водах. Среди распространенных катионов наибольшее влияние оказывают Na^+, затем Ca^{2+} и Mg^{2+}, они образуют легкорастворимые соединения урана. Увеличение общей минерализации воды мало сказывается на обогащении *вод ураном. Только возрастание количества гидрокарбонат-иона* повышает возможность миграции урана.

Газовый состав природных вод оказывает огромное влияние на переход урана из пород в воду. Свободный кислород с переменной валентностью переходит в ионы с более высокой валентностью. Уран из труднорастворимой четырехвалентной формы, окисляясь, переходит в легкорастворимую шестивалентную форму. Углекислый газ играет значительную роль в миграции урана. Углекислота, присутствующая практически во всех природных водах, способствует растворению урановых минералов и созданию карбонатной среды, в которой шестивалентный уран образует легкоподвижные комплексные урановые соединения. Метан, азот и другие природные газы не оказывают какого-либо влияния на переход урана из пород в воду. Сероводород, создавая восстановительные условия, способствует восстановлению урана, растворенного в воде, и выпадению его в осадок.

При наличии в породах органического вещества и его радиолизе образуются различные углеводородные газы, которые также восстанавливают уран.

Электрохимические свойства подземных вод определяют возможность обогащения вод ураном. *Если подземные воды характеризуются высоким окислительно-восстановительным* потенциалом Eh ($> + 250$ мв), то урановое оруденение находится в окислительных условиях и урановые соединения имеют возможность окисляться и переходить в наиболее растворимые шестивалентные соединения. При низких значениях Eh (< 0 мв) — в восстановительных условиях — *уран может находиться главным образом* в четырехвалентной форме и переходить в воду не способен. Однако даже в бескислородной среде растворенный в воде уран может продолжать оставаться в растворе, но в более низких концентрациях.

Гидрогеологическое строение района оказывает *большое влияние на обо*гащение вод ураном, а также на форму и размеры ореолов рассеяния. Гидродинамические условия участка определяют глубину и скорость инфильтрации осадков, захвативших из атмосферы свободный кислород. Это в свою очередь определяет формирование геохимических зон. В наиболее раскрытых структурах *глубина проникновения богатых кислородом* вод увеличивается и возможность обогащения вод ураном возрастает. В закрытых и полузакрытых структурах обогащение вод ураном протекает крайне медленно и формирование химического состава вод исчисляется геологическим временем.

Форма и размеры ореола урановых вод наряду с химическим составом пород и вод определяются гидродинамическими условиями. При затрудненной циркуляции области развития урановых вод ограниченны. При свободной циркуляции

урансодержащие воды могут удаляться от источника обогащения на значительные расстояния.

Климатические условия района имеют существенное значение в формировании урановых вод. В областях с засушливым климатом концентрация урана в воде повышается за счет интенсивных процессов испарения. Иногда в таких районах в водах озер содержание урана достигает $2 \cdot 10^{-2}$ г/л. В районах, где осадки резко преобладают над испарением, высокие содержания урана в водах встречаются только на ограниченных участках — в местах развития урановосных пород. Ореолы рассеяния в таких условиях имеют ограниченные размеры и концентрация урана в воде по мере удаления от источника обогащения резко снижается. В районах с холодным влажным климатом процессы окисления и разрушения пород протекают медленно. В связи с этим обогащение вод ураном незначительно.

Формирование химического состава вод не заканчивается переходом какого-либо элемента из породы в воду. Способность элемента к водной миграции — один из решающих моментов в формировании состава воды.

Перешедший в раствор уран может мигрировать только при благоприятных условиях, определяющихся многими факторами, основными из которых являются химический состав и pH воды. Минеральная форма урана, мигрирующего в воде, также определяется химическим составом и pH воды. В условиях гипергенеза наиболее широко распространенной формой миграции урана в природных водах гидрокарбонатного состава являются уранилкарбонатные комплексы $UO_2(CO_3)_2 \times \times H_2O^{2-}$ в кислых водах (pH = 4,5÷6,5) или $UO_2(CO_3)_3^{4-}$ в более щелочных.

В слабоминерализованных, близких к нейтральным, водах уран находится в виде гидратированного иона уранила или молекул $UO_3 \cdot H_2O$ и $UO_3 \cdot 2H_2O$, которые способны образовать коллоидные растворы. В связи с этим уран мигрирует в виде золей гидроокиси. В водах, содержащих органические кислоты, уран находится в сложных органоминеральных соединениях, которые устойчивы как в слабокислой, так и в слабощелочной среде. В кислых сульфатных водах уран мигрирует в виде уранилсульфатных комплексов. В связи с тем что такие воды быстро нейтрализуются, сульфатные соединения урана имеют ограниченное распространение и приурочены к областям развития сульфидсодержащих пород, находящихся в зоне окисления [8].

Следующим звеном формирования урановых вод являются процессы, вызывающие выпадение урана из раствора. При циркуляции урановых вод происходит изменение химического состава и pH воды, взаимодействие растворенного в воде урана с породами, смешение вод с различным химическим составом, изменение гидродинамических условий. Все это может привести к выпадению урана из раствора.

При изменении pH среды удерживающие уран в растворе коллоиды кремнезема, железа, алюминия начинают коагулировать, при этом они адсорбируют уран и осаждают его. Попадая в восстановительную обстановку, уран восстанавливается до четырехвалентной формы, давая труднорастворимые комплексы, выпадающие в осадок. Основную роль в этом процессе играет сероводород.

Большое значение в осаждении урана имеет органическое вещество. При взаимодействии с ним происходит образование ураноорганических малоподвижных соединений, адсорбция урана разложившейся органикой, осаждение урана вследствие восстановительных свойств органического вещества. При взаимодействии урана с твердыми битумами (асфальтитами, тухолитом и др.) происходит интенсивное извлечение урана из раствора. Легкие нефти уран из раствора не выводят.

Метаморфизация, дегазация (главным образом удаление углекислоты) и смешение вод различного химического состава приводят к значительной потере урана. При резкой смене активной циркуляции вод затрудненной циркуляцией происходит выпадение урана из раствора. Испарение приводит к образованию труднорастворимых урановых соединений и их выпадению.

В процессе жизнедеятельности растения могут усваивать уран. Наибольшей способностью накопления урана обладают растения, имеющие бо́льшую транспирацию.

Формирование радиевых вод. В результате радиоактивного распада урана в горных породах и рудах всегда находится радий в соотношении $Ra/U = 3{,}4 \cdot 10^{-7}$

(в первичных рудах и минералах). Радий является аналогом щелочных элементов с резко выраженными основными свойствами и в свободном состоянии не встречается. В природе находится в рассеянном состоянии и минералы образует редко.

По И. Е. Старику [6], весь радий в горных породах находится в «межкристаллическом пространстве» и переходит в раствор путем выщелачивания без нарушения целостности кристаллической решетки.

По данным Е. С. Щепотьевой, процесс выщелачивания протекает тремя стадиями: 1) радий благодаря радиоактивной отдаче скапливается в капиллярах и пустотах породы; 2) устанавливается подвижное равновесие между радием в породе и радием в капиллярной воде; 3) за счет диффузии устанавливается равновесие между радием в капиллярной и гравитационной воде. Диффузия протекает очень медленно.

На переход радия из пород в воду большое влияние оказывает агрегатное состояние пород. Из более дисперсных пород радий легче выщелачивается водами. Радий из пород в воду может переходить за счет катионного обмена. В связи с этим большое влияние на выщелачивание радия имеет катионный состав воды. Чем больше химическое сродство элемента с радием, тем сильнее он вытесняет радий из пород и минералов. По силе воздействия на выщелачиваемость радия катионы располагаются в следующий ряд: $Ba^{2+} > Pb^{2+} > Sr^{2+} > Ca^{2+} > K^{+} > Na^{+}$.

Следовательно, наиболее легко радий пород обменивается на катион бария, находящийся в воде. Но если в воде присутствует ион SO_4^{2-}, образуется трудно-растворимая соль $BaSO_4$, которая выпадает в осадок, увлекая с собой радий, и обогащение воды радием не происходит.

Повышение минерализации воды увеличивает возможность катионного обмена. Низкое содержание в воде сульфатов и бикарбонатов уменьшает адсорбционные процессы.

Среди газов, растворенных в воде, наибольшее влияние на выщелачивание радия оказывает углекислота. Последнее, вероятно, можно объяснить тем, что при этом происходит разрушение минералов и высвободившийся радий легко переходит в раствор.

Благодаря своим геохимическим особенностям радиевые воды имеют более широкое площадное распространение, чем урановые. Радиевые воды формируются в закрытых структурах с весьма затрудненным водообменом, характеризующихся восстановительной обстановкой и наличием высокоминерализованных вод хлоридно-натриево-кальциевого состава. При формировании радиевых вод в условиях гипергенеза при разрушении урановых руд ореолы рассеяния радия в водах очень ограниченны; они значительно меньше ореолов рассеяния урана в водах месторождения. Это объясняется тем, что радий очень интенсивно адсорбируется глинистыми и органическими веществами и различными коллоидами, а также выпадающими сернокислыми солями бария.

При дегазации углекислых вод происходит нарушение карбонатного равновесия и выпадение карбонатов кальция — образование травертинов. Это приводит к соосаждению радия и образованию мощных эманирующих коллекторов. Уран в таких условиях не выпадает и мигрирует дальше.

Формирование радоновых вод. Радон — радиоактивный газ, образующийся при радиоактивном распаде элементов уранового ряда. Продолжительность его жизни 3,825 дня. Наряду с другими факторами это влияет на дальность его миграции.

Обогащение вод радоном происходит в результате эманирования горных пород. Эманирование — процесс миграции радона из пород в капилляры, заполненные водой или воздухом. Эта миграция происходит путем диффузии и не зависит от химического состава воды. Не исключено, что основная масса радона мигрирует в подземных водах в сорбированном состоянии на кластерах воды.

Эманирующая способность горных пород определяет количество радона, выделяемого 1 г породы за время, достаточное для установления радиоактивного равновесия. Эманирующая способность зависит от раздробленности пород, температуры, давления и влажности их. С увеличением раздробленности пород эманирование их увеличивается. Повышение температуры пород приводит к повышению эманирования, а увеличение давления, наоборот, уменьшает эманиру-

ющую способность. Влажные породы эманируют больше, чем сухие. Наибольшей эманирующей способностью при одинаковой степени раздробленности и в равных прочих условиях обладают кислые магматические породы, а среди них — гранит-пегматиты, наименьшей — кварцевые порфиры.

Воды с невысокой концентрацией радона (до 5 нкюри/л) имеют очень широкое распространение и приурочены главным образом к коре выветривания и неглубоким тектоническим трещинам в кислых магматических породах. Воды с высокой концентрацией радона связаны с месторождениями радиоактивных руд, эманирующими коллекторами и глубокими тектоническими трещинами. Последние часто гелиеносны и газируют углекислотой или азотом (Кавказские минеральные воды и другие).

Миграция радона в воде определяется ее физическими свойствами — парциальным давлением, температурой воды и, вероятно, ее кластерным состоянием. При падении давления происходит дегазация вод — выделение радона в окружающую атмосферу. С повышением температуры воды также происходит понижение концентрации радона в воде. С увеличением количества кластеров способность воды переносить радон повышается.

На миграцию радона в воде большое влияние оказывают гидродинамические условия региона. Дальность переноса радона в большой степени определяется малой продолжительностью жизни радона и скоростью движения вод. В раскрытых структурах, где преобладают большие скорости движения вод, дальность миграции радона больше, чем в областях затрудненного водообмена. В тех случаях, когда формирование радоновых вод связано с месторождениями радиоактивных руд, при увеличении скорости фильтрации (при гидрогеологических откачках) концентрация радона в воде может возрасти. При низком содержании радия в породах и при обогащении вод радоном за счет эманирующих коллекторов с увеличением скорости циркуляции воды концентрация радона снижается.

Формирование гелиевых вод. Радиоактивный распад элементов сопровождается выбросом α-частиц, представляющих собой положительно заряженные ядра атомов гелия, которые, захватывая два электрона, быстро превращаются в атомы гелия.

Гелий — инертный нерадиоактивный газ, постоянно образующийся в земной коре. Природный гелий состоит из двух стабильных изотопов ^{3}He и ^{4}He. Основная масса гелия литосферы и атмосферы представлена его тяжелым изотопом, образующимся при радиоактивном распаде. Легкий изотоп ^{3}He был захвачен из космоса в процессе аккреции Земли. Небольшая часть его образуется при ядерных реакциях в горных породах главным образом при захвате ядрами ^{6}Li тепловых нейтронов [1]. ^{3}He в земной коре в 10^8 раз меньше, чем ^{4}He.

Концентрация гелия в подземных водах определяется возрастом и радиоактивностью водовмещающих пород, историей геологического развития региона и гидродинамическими условиями. На платформах и щитах с увеличением возраста и радиоактивности пород, а также глубины их залегания гелиенасыщенность заключенных в них вод увеличивается. В горно-складчатых областях определяющим фактором обогащения вод гелием является динамика подземных вод и тектоническое строение. Флюидопроницаемые участки глубинных тектонических нарушений и узлы пересечения разнонаправленных структур на платформах, щитах в горно-складчатых областях, морских и межгорных впадинах отличаются интенсивными гелиевыми аномалиями. Повышенной и высокой гелиеносностью обладают воды урановых месторождений [9].

§ 3. Содержание радиоактивных элементов в природных водах

Содержание радиоактивных элементов в природных водах в тысячи раз ниже, чем в породах. Так, например, содержание урана в гидросфере в 1500 раз ниже, чем в литосфере, а содержание радия — в 10 000 раз. Наименьшие концентрации радиоактивных элементов отмечены в водах океанов и морей, наибольшие — в водах урановых месторождений.

Содержание радиоактивных элементов в водах рек и и озер варьирует в широких пределах, что обусловлено различным содержанием их в горных породах, с которыми встречаются воды на пути своего движения, климатическими особенностями района, условиями питания рек и озер. Если в питании реки преобладают подземные воды, то содержание радиоактивных элементов в ее воде выше, чем в реках, питающихся за счет стока атмосферных осадков или таяния ледников.

Радиоактивность воды озер обусловливается радиоактивностью питающих вод и степенью испарения. В районах аридного климата концентрация радиоактивных элементов в водах рек и озер выше, чем в областях с гумидным климатом. Это объясняется увеличением минерализации в том числе и радиоактивных элементов за счет испарения.

Радиоактивность вод полностью зависит от степени обогащенности водовмещающих пород радиоактивными элементами и от геохимической обстановки, в которой они циркулируют. На формирование общей радиоактивности оказывают влияние все факторы, определяющие обогащение вод ураном, радием и радоном, рассмотренные выше.

В табл. X-1 приводятся данные о содержании радиоактивных элементов в природных водах, по А. Н. Токареву [8].

§ 4. Классификация радиоактивных вод

Долгое время радиоактивные воды использовались только как лечебные. В связи с этим классификация радиоактивных вод, главным образом радоновых, носила радиологический характер и была подчинена бальнеологическим целям. Среди радиоактивных вод выделялись две группы: радоновые воды, содержащие только эманацию радия (радон); радиевые, или радиеносные, воды, содержащие в растворе радий и эманацию радия, соответствующую имеющемуся количеству радия.

Кроме этих двух групп К. Гензер (А. С. Овчинников, 1947 г.) выделяет третью группу — радоно-радиевых вод, содержащих избыточное количество эманации.

В. В. Иванов и Г. А. Невраев [1965 г.] в Центральном институте курортологии и физиотерапии разработали классификацию, по которой лечебные радиоактивные воды делятся по концентрации радона на воды: 1) с малой концентрацией радона — слаборадоновые, от 14 до 110 махе (5—40 нкюри/л); 2) со средней концентрацией радона (среднерадоновые), от 110 до 550 махе (40—200 нкюри/л); 3) с высокой концентрацией радона (высокорадоновые), выше 550 махе (более 200 нкюри/л); по содержанию радия на: 1) радиевые средней силы — содержание радия $1 \cdot 10^{-10}$—$1 \cdot 10^{-9}$ г/л; 2) сильнорадиевые, с содержанием радия больше $1 \cdot 10^{-9}$ г/л.

Перечисленные классификации основаны на концентрации радиоактивных элементов и мало отражают геолого-гидрогеологические и геохимические условия формирования радиоактивных вод. Первая попытка составления генетической классификации естественных радиоактивных вод была сделана А. Н. Токаревым в 1948 г.

Позднее, в 1956 и 1975 гг., на основе обобщения большого фактического материала эта классификация была им дополнена и усовершенствована. В основу классификации А. Н. Токарева положены два принципа: а) содержание и форма нахождения радиоактивных элементов в горных породах, определяющих возможность обогащения вод радиоактивными элементами; б) гидродинамическая зональность стратисферы, определяющая геохимические условия перехода радиоактивных элементов из горных пород и руд в природные воды. Указаны характерные элементы-спутники и другие показатели связи с радиоактивными элементами. По классификации 1975 г. месторождения радиоактивных вод делятся на четыре генетические группы (табл. X-2).

Таблица X-1

Содержание радона, радия и урана в природных водах

Тип вод	Природная обстановка	Радон, нкюри/л			Радий, г/л			Уран, г/л		
		Минимальное	Максимальное	Среднее	Минимальное	Максимальное	Среднее	Минимальное	Максимальное	Среднее
Поверхностные	Океаны и моря	0,0	0,0	0,0	$8 \cdot 10^{-14}$	$4{,}5 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-13}$	$3{,}6 \cdot 10^{-8}$	$2{,}5 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$
	Озера	0,0	0,0	0,0	$1 \cdot 10^{-13}$	$8 \cdot 10^{-12}$	$5 \cdot 10^{-13}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-6}$
	Реки	0,0	0,0	0,0	$2{,}5 \cdot 10^{-13}$	$4{,}2 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-13}$	$2 \cdot 10^{-8}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-7}$
Осадочных пород	Зона интенсивного водообмена	0,0	39,0	0,89	$1 \cdot 10^{-13}$	$6 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-6}$
	Зона затрудненного водообмена	0,0	6,54	0,68	$1 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-11}$	$5 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-6}$
	Зона весьма затрудненного водообмена	0,0	2,12	0,34	$1 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$5 \cdot 10^{-10}$	$2 \cdot 10^{-8}$	$6 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-7}$
Основных магматических пород	Зона интенсивного водообмена (воды коры выветривания)	0,0	4,30	0,89	$1 \cdot 10^{-13}$	$3 \cdot 10^{-12}$	$5 \cdot 10^{-13}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Кислых магматических пород	Зона интенсивного водообмена (воды коры выветривания)	0,0	57,56	2,12	$1 \cdot 10^{-13}$	$5 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-6}$
	Зона интенсивного водообмена (воды глубоких тектонических трещин)	0,0	24,51	1,61	$2 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-11}$	$4 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Урановых месторождений	Зона интенсивного водообмена (воды зоны окисления)	0,0	40 000	200	$1 \cdot 10^{-13}$	$2 \cdot 10^{-8}$	$5 \cdot 10^{-11}$	$5 \cdot 10^{-6}$	2,0	$2 \cdot 10^{-4}$
	Зона затрудненного водообмена (воды зоны восстановления)	0,0	2 000	50	$1 \cdot 10^{-11}$	$8 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-6}$

Классификация природных радиоактивных вод и условия их формирования

Группа вод	Радиохимический тип вод	Гидрогеологический тип вод	Причина обогащения вод радиоактивными элементами	Условия формирования: Геолого-структурные и литологические	Условия формирования: Гидродинамическая и геохимическая обстановка	Температура, °С; газовый состав	Химический состав воды	Содержание радиоактивных элементов (в скобках — коэффициент аномальности): Rn, нкюри/л	Ra, г/л	V, г/л	Характерные элементы-спутники и другие показатели связи с радиоактивными элементами
I. Воды, связанные с нормальным содержанием радиоактивных элементов в породах	Радоновые небольшой контрастности	Трещинные воды коры выветривания	Эманирование пород, повышенное кларковое содержание радия в породах	Трещиноватая зона коры выветривания кислых магматических пород	Окислительная обстановка зоны интенсивного водообмена	До 20, O_2	pH = 6,0÷7,5 M; M — до 1,0 г/л; Тип воды: $\frac{HCO_3}{Ca—Mg—Na}$	До 7,5 (2—3)	До $2 \cdot 10^{-12}$ (1)	До $1 \cdot 10^{-5}$ (1)	Элементы-спутники в фоновых концентрациях; He — 100%; Ra: (Ms, ThI) ⩽ 0,5
	Радоновые (иногда радоно-урановые) небольшой контрастности	Трещинные и трещинно-жильные воды тектонических зон и зон дробления		Тектонические трещины и зоны дробления кислых магматических пород	Окислительная обстановка зоны неглубокой циркуляции (интенсивного водообмена)		M — до 1 г/л; pH = 6,0÷7,5; Тип воды: $\frac{HCO_3 — SO_4}{Ca—Na}$	До 10 (2—3)		До $5 \cdot 10^{-5}$ (до 5)	Элементы-спутники в фоновых концентрациях; He — 100% и более
	Урановые	Грунтовые воды и бессточные поверхностные воды	Увеличение минерализации воды в процессах испарения в аридных областях	Осадочные породы	Окислительная обстановка зоны неглубокой циркуляции (интенсивного водообмена)		M — до сотен г/л; Тип воды: $\frac{Cl—Na}{Na}$ или $\frac{Cl—HCO_3}{Na}$	До 1,0 (1)		До $1 \cdot 10^{-4}$ (200)	Повышенные концентрации Zn, As, B, Li, Mo; He — 100%. Ra: (Ms, ThI) ⩽ 05
		Грунтовые воды. Порово-пластовые воды	Загрязнение воды органикой. Влияние нефтяных и газовых залежей				pH — 7; M — повышенная (NO_3^-, NO_2^-, NH_4^-)		До $5 \cdot 10^{-12}$ (1)	До $1{,}6 \cdot 10^{-4}$ (200)	Повышенная окисляемость; He — 100%; Ra: (MS, ThI) ⩽ 0,5
		Воды зоны окисления сульфидных и угольных месторождений	Специфический химический состав воды	Различные	Окислительная обстановка		pH — 7; M — до нескольких г/л; Тип воды: SO_4^{2-}	До 2 (1)		До $11 \cdot 10^{-3}$ (до 200)	Весьма низкий pH. Повышенные концентрации Fe, Cu и других; He — 100%; Ra: (Ms, ThI) ⩽ 0,5

Группа вод	Радиохимический тип вод	Гидрогеологический тип вод	Причина обогащения вод радиоактивными элементами	Условия формирования	
				Геолого-структурные и литологические	Гидродинамическая и геохимическая обстановка
I. Воды, связанные с нормальным содержанием радиоактивных элементов в породах	Радиевые	Пластовые воды нефтяных месторождений	Химический состав вод, благоприятные гидрогеологические условия	Геолого-структурные условия различные. Толща осадочных пород	Восстановительная обстановка зоны замедленного водообмена
		Углекислые воды тектонических зон	Химический и газовый состав воды	Тектонические трещины и зоны дробления кислых магматических пород	Восстановительная обстановка зоны интенсивного, иногда несколько замедленного водообмена
II. Воды, связанные с нормальным рассеянным содержанием радиоактивных элементов в породах	Урановые и радоно-урановые	Трещинные и пластово-трещинные воды	Осадочные и метаморфические породы, обогащенные рассеянными радиоактивными элементами	В зонах дробления и контактов сланцев, бурых углей, песчаников, торфяников, железо-силикатных пород	Окислительная обстановка зоны интенсивного водообмена
	Радоновые, радоно-урановые	Трещинно-грунтовые и трещинно-жильные воды	Радиоактивные акцессории	Зоны тектонических нарушений, дробления магматических пород, тектонических контактов	
III. Воды, связанные со вторичными концентрациями радия в породах (эманирующие коллекторы)	Радоновые, иногда радоно-радиевые	Трещинные и поровые воды	Повышенное эманирование пород со вторичными концентрациями радия	Зоны тектонических нарушений, дробления пород, тектонических контактов. Делювиальные, железо-марганцовистые, глинистые отложения	Окислительная обстановка зоны неглубокой циркуляции

Температура, °С; газовый состав	Химический состав воды	Содержание радиоактивных элементов (в скобках — коэффициент аномальности)			Характерные элементы-спутники и другие показатели связи с радиоактивными элементами
		Rn, $\frac{\text{нкюри}}{\text{л}}$	Ra, г/л	V, г/л	
CH_4	М — до 200 г/л Тип воды: $\frac{Cl}{Na—Ca}$	До 0,5 (1)	До $5 \cdot 10^{-10}$	До $1 \cdot 10^{-7}$	Отсутствие элементов-спутников; He — 100%; Ra: (Ms, ThI) $\leqslant$ 0,5
До 20° С, O_2	pH = 6,2÷7,4; М — до 5 г/л Тип воды: $\frac{HCO_3—SO_4}{Na—Ca}$	До 2,5 (1)	$5 \cdot 10^{-11}$ (до 5)	До $5 \cdot 10^{-6}$ (1)	Повышенные концентрации Zn, As, B, Li, Mo; He > 100%; Ra: (Ms, ThI) $\leqslant$ 0,5
До 20° С, O_2	Различные по степени минерализации и химическому составу	До 30 (до 10)	$n \cdot 10^{-12}$ (1)	До $1 \cdot 10^{-4}$	
	pH = 6,0÷7,5; М — до 1 г/л Тип воды: $\frac{HCO_3}{Ca—Mg}$		До $n \cdot 10^{-12}$ (1)		Иттрий, иттербий
O_2, CO_2, N_2	pH = 6,0÷7,5 Различные по степени минерализации и химическому составу	До 30 (1)	До $n \cdot 10^{-11}$ (до 10)	До $5 \cdot 10^{-6}$	Элементов-спутников нет; He — 100%; Ra: (Ms, ThI) $\leqslant$ 0,5

Группа вод	Радиохимический тип вод	Гидрогеологический тип вод	Причина обогащения вод радиоактивными элементами	Условия формирования	
				Геолого-структурные и литологические	Гидродинамическая и геохимическая обстановка
IV. Воды, связанные с рудными концентрациями радиоактивных элементов в породах	Радоно-урано-радиевые	Трещинные и трещинно-жильные воды	Эндогенное оруденение	Зоны тектонических нарушений и дробления пород.	Окислительная обстановка зоны интенсивного водообмена
	Радоно-радиевые			Урановые руды в различных по составу породах	Бескислородная обстановка зоны затрудненного водообмена
	Радоно-урано-радиевые	Трещинные, трещинно-жильные, пластово-трещинные, пластово-поровые воды	Экзогенное оруденение	Преимущественно антиклинали и моноклинальные складки. Урановые руды в различных по составу породах	Окислительная обстановка зоны интенсивного водообмена
	Радоно-радиевые				Восстановительная обстановка зоны затрудненного водообмена

Примечание. За 100% принята концентрация гелия в атмосфере, равная

Температура, °С; газовый состав	Химический состав воды	Содержание радиоактивных элементов (в скобках — коэффициент аномальности)			Характерные элементы-спутники и другие показатели связи с радиоактивными элементами
		Rn, $\frac{\text{нкюри}}{\text{л}}$	Ra, г/л	V, г/л	
Преимущественно до 20° С, O_2	Различные по степени минерализации и химическому составу	До 40 000 (10)	До $5 \cdot 10^{-10}$ (10)	До $n \cdot 10^{-1}$ (10)	Повышенные концентрации Mo, Pb, Zn, As, Cu и др. He > 100%; Ra: (Ms, ThI) ⩾ 2
До 90° С, N_2, CO_2		До 1000 (10)	До $1 \cdot 10^{-9}$ (10)	До $1 \cdot 10^{-4}$ (10)	
Преимущественно до 20°, O_2				До $n \cdot 10^{-2}$ (10)	Повышенные концентрации Mo, V, P, As и др. He ⩾ 100%; Ra: (Ms, ThI) ⩾ 2
До 90—100° С, H_2S, CH_4		До 300 (10)	До $1 \cdot 10^{-8}$ (10)	До $1 \cdot 10^{-5}$ (10)	

$5 \cdot 10^{-4}$ об. %.

§ 5. Методика радиогидрогеологических исследований

Расширение области применения радиоактивных вод изменило задачи и методику радиогидрогеологических исследований. Если четверть века назад радиоактивность воды изучали главным образом с целью поисков бальнеологических радиоактивных вод, то в настоящее время радиоактивность воды используется кроме бальнеологии при поисках месторождений урановых и других руд, которым сопутствуют радиоактивные элементы, при определении возраста воды и в сейсмологии.

Наиболее прочно радиогидрогеологический метод вошел в поисковый комплекс урановых месторождений. Большой опыт отечественных и зарубежных поисковых работ показал, что радиогидрогеологические поиски эффективны только при комплексном использовании геолого-структурных, палеогидрогеологических, геохимических, газово-гидрохимических и гидродинамических критериев, харатерных для данных геолого-ландшафтных условий.

Радиогидрогеологические исследования проводятся на всех этапах поисковых работ — от рекогносцировочных до эксплуатации месторождений.

Поисково-рекогносцировочные радиогидрогеологические исследования. Проводятся они по поверхностным или подземным водам с целью выяснения степени зараженности природных вод радиоактивными элементами и выявления площадей, благоприятных для поисков урановых месторождений. Рекогносцировочные работы ставятся в неизученных или малоизученных регионах.

В последние годы в Советском Союзе и особенно в Канаде и США внедряется в практику геологических работ еще одна модификация радиогидрогеологических исследований — региональные радиогидрохимические поиски по поверхностным водам [4]. При этом пробы воды отбираются в устьях рек протяженностью 5—30 км. Отобранные пробы воды анализируются на уран, определяются общая минерализация воды и элементы-спутники, наиболее характерные для урановых месторождений —Mo, As, F и др.

В результате опробования «малых» рек дается сравнительная оценка степени зараженности радиоактивными элементами пород, слагающих водосборные площади опробованных рек. Аномалии в поверхностных водотоках могут формироваться за счет рассеянных радиоактивных элементов в породах, за счет урановых месторождений или наличия легкорастворимых радиоактивных минералов. Бассейны аномальных рек могут рассматриваться как площади, благоприятные для поисков эндогенных урановых месторождений или как источник современного сноса урана, который в благоприятных геохимических условиях может сформировать экзогенные месторождения. Рекогносцировочное опробование может проводиться и по озерам, в тех районах, где количество озер достаточно для кондиционного опробования.

При изучении подземных вод объектами опробования являются источники, мочажины, колодцы, скважины водоснабжения и разведочные горные выработки.

Масштаб проводимых работ 1 : 500 000—1 : 200 000. Густота опробования определяется сложностью геологического строения изучаемого района. В связи с тем, что утвержденных норм кондиционного опробования водопунктов при радиогидрогеологическом опробовании нет, за плотность обследованных водопроявлений можно принять нормы, заимствованные из «Инструкции по геохимическим методам поисков рудных месторождений» [1965 г.] и приведенные в табл. X-3. В отобранных пробах определяются концентрация радона и гелия, содержание урана и общий химический состав воды.

В результате рекогносцировочных исследований устанавливают фоновые концентрации радиоактивных элементов в подземных водах различных водоносных горизонтов или водовмещающих литолого-стратиграфических комплексов, выявляют аномалии, определяют их контрастность относительно фона.

Стадия поисковых исследований. На этой стадии проводятся детализация аномалий, выявленных при рекогносцировочных региональных исследованиях по «малым» рекам, и площадная радиогидрогеологическая съемка. Задачами исследований являются более детальная радиологическая характеристика отдельных водоносных комплексов, изучение выявленных аномалий. При детали-

Таблица X-3

Типы и масштабы радиогидрогеологических исследований

Исследования	Масштаб работ	*Число проб на 1 км²* при геологическом строении		
		простом	средней сложности	сложном
Рекогносцировочные	1 : 1 000 000	0,01	0,02	0,03
	1 : 500 000	0,04	0,05	0,08
	1 : 200 000	0,1	0,15	0,25
Поисковые	*1 : 50 000*	0,7	1,0	1,6
Детальные при оценке аномалий	1 : 10 000 и крупнее	Опробуются все имеющиеся водопункты, *причем расстояние* между пунктами отбора проб не должно превышать 1 см на карте соответствующего масштаба		
Разведка урановых месторождений	1 : 10 000 и крупнее			

зации *аномалий* в поверхностных водах шаг опробования уменьшается до 4—5 км, т. е. 1 проба на 10—20 км² площади. При этом опробованию подвергаются более мелкие водотоки, *впадающие в аномальную реку. Радиогидрогеологическая* съемка по подземным водам проводится в масштабе 1 : 100 000—1 : 50 000, а в сложных геолого-гидрогеологических условиях — 1 : 25 000. В результате съемки составляются радиогидрогеологические карты в масштабе проводимых работ.

Детальные радиогидрогеологические исследования. Ставятся они с целью оценки аномалий, выявленных на предыдущей стадии поисков по поверхностным и подземным водам. Радиогидрогеологические исследования проводятся в масштабах 1 : 25 000—1 : 10 000, в некоторых случаях — 1 : 5000. В комплекс работ по оценке аномалий входят геологические, геофизические и горные работы. При этом аномалии оконтуриваются, изучаются гидродинамические и геохимические условия их формирования, с тем чтобы установить связь повышенной *концентрации радиоактивных* элементов в водах с определенными комплексами водовмещающих пород, и изучается радиоактивность этих пород. Дается заключение об источнике радиоактивности *природных вод и о направлении дальнейших* поисково-разведочных работ. Разрабатываются критерии оценки радиогидрогеологических и гелиевых аномалий.

Разведка урановых месторождений. Радиогидрогеологические исследования проводятся с целью изучения радиогидрогеологических ореолов в плане и в разрезе, *общих гидрогеологических* условий месторождений, выявления новых урановых рудных полей, установления факторов разрушения и генезиса месторождения. Масштаб исследований 1 : 10 000 *и крупнее.*

В результате проведенных детальных работ составляются погоризонтные радиогидрогеологические карты, гидрогеологические разрезы, уточняются критерии оценки радиогидрогеологических аномалий, которые используются при дальнейших поисках аналогичных месторождений в подобных геолого-структурных *условиях.*

При эксплуатации урановых месторождений гидрогеологические исследования на шахтном поле помогают в выборе направления *заложения горных выработок*, дают возможность выявлять новые рудные тела, уточнять условия формирования месторождения. Радиогидрогеологические исследования совершенно обязательны для обеспечения безопасного ведения разведочных и эксплуатационных работ. При этом кроме содержания радиоактивных элементов в питьевых и технических *водах определяется концентрация* радона в воздухе подземных горных выработок.

Основные принципы оценки радиогидрогеологических аномалий. Как было показано выше, основная задача радиогидрогеологических исследований заключается в выявлении и оценке аномалий. Наиболее трудоемкими и ответственными являются работы по оценке аномалий, т. е. перехода от повышенной радиоактивности вод к источнику радиоактивности в породах. При выделении и оценке аномалий необходимо учитывать все факторы, влияющие на формирование радиоактивности вод, о которых было сказано выше. При интерпретации радиогидрогеологических аномалий необходимо проводить следующие работы:

а) исходя из геолого-структурного положения и литологического состава пород следует оценивать не отдельный участок аномалии, а тектоническую структуру в целом, с которой связана аномалия, или комплекс пород, заключающий радиоактивные воды; определять степень раскрытости структуры и влияние ее на динамику подземных вод;

б) геохимическая обстановка оказывает огромное влияние на переход урана в воду и выпадание его из водного раствора; поэтому при изучении содержания урана в воде необходимо определять окислительно-восстановительные потенциалы среды;

в) наиболее информативным являются не абсолютные содержания радиоактивных элементов, гелия и элементов-спутников в водах, а их превышение над фоном, т. е. контрастность аномалии, которую следует устанавливать;

г) с целью нивелирования влияния климатических и гипсометрических факторов рационально содержание урана в воде (a, г/л) пересчитывать на содержание урана в породе (C, %) с учетом коэффициента миграции его и минерализации воды (M, г/л) по следующей формуле [4]:

$$C = \frac{a \cdot 100}{2M}.$$

Коэффициент миграции урана в пресных водах зоны гипергенеза равен 2, по А. И. Перельману [2]; указанные расчеты следует производить при определении фоновых и аномальных содержаний урана в поверхностных и подземных водах;

д) по различию физико-химических свойств радиоактивных элементов определяют форму и протяженность ореолов, создаваемых единым источником. Уран и радий способны мигрировать только в растворенном состоянии в природных водах. Поэтому форма и размеры их ореолов определяются динамикой подземных вод. Следует отметить, что ореолы радия в зоне гипергенеза имеют очень ограниченные размеры, редко выходят за пределы рудных тел и формируются в минерализованных водах в условиях весьма затрудненного водообмена. Ореолы урана вытягиваются в направлении подземного потока и в зависимости от гидродинамических и геохимических условий могут простираться на 800—1000 м в горно-складчатых областях, а в равнинных районах они не превышают первых сотен метров. Поверхностные водотоки могут переносить уран на расстояние до 1,5—2 км.

Формирование ореолов радона и гелия более сложное, т. е. они мигрируют вместе с водами в растворенном состоянии, а кроме того, могут диффундировать или перемещаться в виде пузырьков с другими газами. В связи с этим газовые ореолы часто вытягиваются в направлении наиболее ослабленных зон, которые могут быть представлены тектоническими трещинами и швами или плоскостями напластования пород и приконтактными зонами. Влияние динамики подземных вод на формирование газовых ореолов сказывается меньше, чем на ореолы урана. Дальность миграции радона значительно зависит от скорости движения вод, проницаемости пород. Небольшая продолжительность жизни радона (период полураспада 3,82 дня) определяет ограниченные размеры его ореолов. Протяженность их определяется десятками метров и редко превышает 200—300 м.

Гелий создает более обширные ореолы. Поэтому с целью увеличения глубинности поисков урановых руд в комплекс радиогидрогеологических исследований включают водно-гелиевую съемку [1]. По гелиевым ореолам в подземных водах фиксируются урановорудные тела, залегающие на глубине до 300 м. В плане гелиевые ореолы наиболее выдержанны по простиранию тектонических урановосных структур. Следует иметь в виду, что гелиевые аномалии могут быть свя-

заны с глубокими тектоническими нарушениями, лишенными радиоактивных руд. Гелий накапливается в земной коре за геологическое время за счет распада рассеянных радиоактивных элементов. Чем древнее породы и спокойнее геологическое развитие региона, тем больше при прочих равных условиях накапливается гелия в породах. При тектонических процессах возникают проницаемые зоны, по которым накопившийся гелий может мигрировать в вышележащие слои и достигать дневной поверхности. В молодых породах и в районах, подвергнутых складкообразованию с проявлением молодой активизации пород, условий для *накопления гелия не было. Поэтому на платформах и щитах наблюдаются интенсивные* гелиевые аномалии, а в молодых горно-складчатых поясах, характеризующихся широким проявлением неотектоники и вулканизма, содержание гелия в подземных водах значительно (на один-два порядка) ниже.

В зонах интенсивного водообмена ореолы гелия, формирующиеся за счет урановорудных тел, имеют низкую контрастность — концентрация гелия в водах в 2—5 раз превышает фон. С увеличением глубины залегания рудных тел, в условиях затрудненного и весьма затрудненного водообмена, контрастность *ореолов увеличивается иногда в 100 раз и более.*

О связи гелиевых аномалий с радиоактивными рудами можно судить по изотопному составу гелия. Тяжелый изотоп гелия ^4He имеет радиогенное происхождение. Поэтому в радиоактивных минералах генерируется именно этот изотоп и отношение $^3He/^4He$ понижается до $n \cdot 10^{-9}$, а в урановорудных телах — до $1 \cdot 10^{-8}$. В зависимости от запасов руд, гидродинамических и других условий изотопные отношения гелия вблизи рудных тел могут понижаться в несколько раз, а иногда в 10—100 раз по сравнению с изотопными отношениями за пределами гелиевого ореола, связанного с рудными телами. На платформах и щитах отношения $^3He/^4He$ обычно равны $(5 \div 8) \cdot 10^{-8}$, вблизи рудных тел — $(1 \div 2) \cdot 10^{-8}$. В молодых горно-складчатых областях распространен гелий, характеризующийся отношениями $^3He/^4He = n \cdot 10^{-7} \div n \cdot 10^{-6}$. Под влиянием урановорудных тел наблюдается резкое понижение этих отношений — на порядок и более. При *инфильтрации атмосферных осадков атмосферный гелий с отношением* $^3He/^4He$, равным $1{,}4 \cdot 10^{-6}$ [5, 11], попадает в подземные воды и несколько изменяет изотопный состав гелия подземных вод.

Указанные выше факторы свидетельствуют о возможной разобщенности ореолов урана, радона и гелия, вызванных одним и тем же рудным телом. Поэтому в зависимости от взаимного расположения опробованного водопункта и урановорудного тела в пробе могут присутствовать все указанные элементы или только некоторые из них.

Ниже рассматриваются характерные простейшие примеры взаимосвязи аномальных содержаний урана, радона и гелия в подземных водах, отобранных из колодца (шурфа, канавы, скважины) или в месте разгрузки водоносного горизонта — из источника, мочажины. Ореол радия в зоне гипергенеза имеет ограниченные размеры и здесь не рассматривается. Принятое условие: слепое жильное или типа штока урановорудное тело залегает в кристаллических породах, перекрытых чехлом рыхлых отложений.

Случай I (рис. X-1, *а*). Указанное рудное тело частично располагается в зоне *окисления. Эманирующая способность пород высокая. В этих условиях* формируются протяженные ореолы урана, радона и гелия. Динамика подземных вод оказывает малое влияние на формирование газовых ореолов. При опробовании в точке *А* вода содержит повышенные количества урана, радона и гелия. Места разгрузки вод достигает только урановый ореол — в точке *В* повышенное содержание только урана.

Случай II (рис. X-1, *б*). Условия аналогичны случаю I. Эманирующая способность пород незначительная. Ореол радона имеет ограниченные размеры. В точке *А* воды содержат в повышенных количествах уран и гелий. В месте разгрузки — только уран.

Случай III (рис. X-1, *в*). Указанное выше рудное тело находится в восстановительной обстановке. В этих условиях ореол урана не формируется. Радон распадается раньше, чем достигает зеркала подземных вод. В связи с этим в грунтовых водах *рудное тело фиксируется ореолом гелия в точке А, места разгрузки* подземных вод ореолы не достигают.

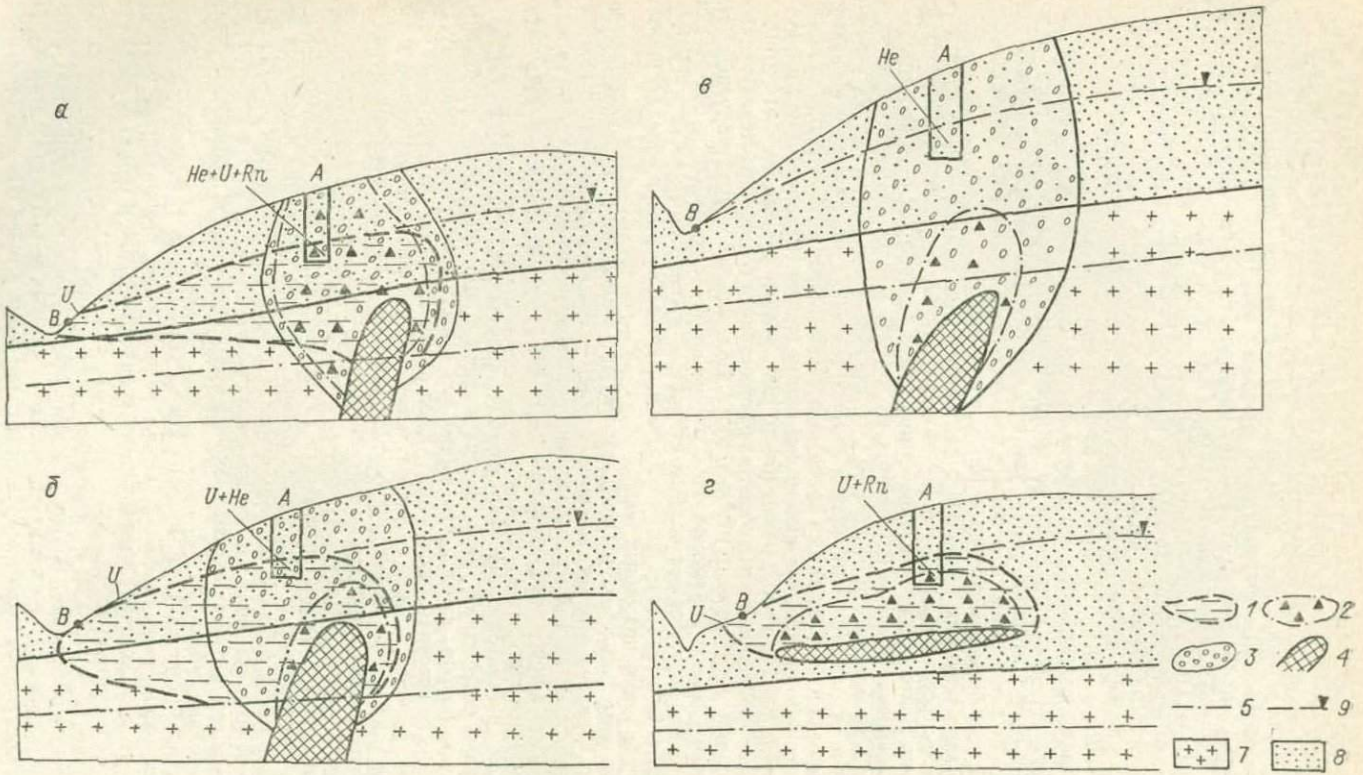


Рис. X-1. Взаимосвязь ореолов рассеяния гелия, урана и радона с рудным телом.

а — гелия, урана и радона с рудным телом; *б* — урана и гелия с рудным телом; *в* — гелия с рудным телом; *г* — урана и радона с рудным телом. *1—3* — ореолы: *1* — урана, *2* — радона, *3* — гелия; *4* — рудное тело; *5* — нижняя граница зоны окисления; *6* — уровень грунтовых вод; *7* — кристаллические породы; *8* — рыхлые отложения.

Случай IV (рис. X-1, *г*). Урановорудное тело гидрогенного типа имеет линзовидную форму и залегает в зоне окисления в осадочном чехле. В этих условиях создаются ореолы урана и радона, для накопления гелия обстановка неблагоприятная. При опробовании в точке *А* обнаруживаются аномальные содержания урана и радона, в месте разгрузки вод — только уран.

ГЛАВА XI

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

§ 1. Краткие сведения о формировании промышленных подземных вод

Промышленными подземными водами называют такие, которые содержат *в растворе ценные химические компоненты или их соединения в количествах*, обеспечивающих в пределах конкретных гидрогеологических районов по технико-экономическим показателям их рентабельную добычу и переработку. В настоящее время *из промышленных подземных* вод извлекают иод, бром, поваренную соль, а в ряде стран также соединения бора, лития, рубидия, германия, урана и вольфрама. Немалое значение приобретают и другие химические компоненты — барий, стронций, кадмий, цезий и мышьяк, кондиционные содержания которых нередко встречаются в водах этого типа.

Подземные хлоридные воды самой высокой солености (250—400 г/кг) формируются, как правило, при наличии в разрезе осадочного чехла галогенных формаций. Эту закономерность подтверждают контуры распространения наиболее концентрированных подземных рассолов, совпадающие с залежами солей. Однако накопление хлоридов стронция, брома, рубидия, лития и других ценных компонентов в водах с весьма замедленным движением на значительных глубинах и в разнообразных по фациально-литологическому составу вмещающих породах — распространенное явление, и оно должно объясняться физико-химическими процессами (ионный обмен, гидратация, диффузия и др.), которые можно считать *достаточно выясненными*.

Геохимический процесс, приводящий к обогащению подземных промышленных вод ценными компонентами, определяется, с одной стороны, свойствами самих химических компонентов и их соединений, с другой — специфической обстановкой окружающей среды: повышенным содержанием этих компонентов в горных породах, солевым и газовым составом вод, воздействием температурного фактора совместно с высоким давлением.

С увеличением глубины залегания промышленных подземных вод и ростом их минерализации в региональном плане наблюдается резкое повышение концентрации брома, стронция, лития и рубидия. Повышение давления способствует обогащению, еще большему концентрированию этих компонентов благодаря процессам изоморфного замещения или гидратации. Высокое всестороннее давление, действующее на скелет породы в областях погружения, может вызывать переходы компонентов-акцессориев из кристаллических решеток минералов в водный раствор. *Для каждой группы химических компонентов эти переходы проходят* по-разному, но принципиально они означают обмен компонентов в пределах кристаллической субстанции.

В условиях больших глубин (3—10 км) возможны и процессы растворения под давлением. Ими можно объяснить появление в глубоких рассолах германия, цезия, лития и рубидия. Вероятным источником этих компонентов могут служить *силикатные* полевошпатовые минералы, претерпевшие растворение в местах максимальных давлений (вершины кристаллов, острия обломков и т. д.) и частично перекристаллизованные в среде рассолов.

Большинство ценных микрокомпонентов накапливается одновременно с увеличением концентрации главных макрокомпонентов. Это иллюстрируется кор-

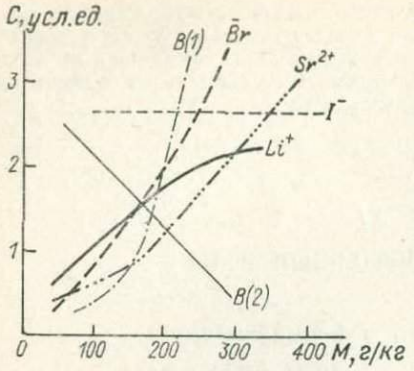


Рис. XI-1. Обобщение линий регрессий бора, брома, иода, лития и стронция по минерализации промышленных подземных вод.

реляционными зависимостями, которые для изучавшихся рассольных месторождений имеют вид достоверных связей [14]. Чаще всего это квазилинейные регрессии с коэффициентами корреляций, варьирующими в пределах 0,4—0,8.

Положительные регрессии концентраций ряда микрокомпонентов по минерализации характерны и для седиментационных рассолов, и для рассолов выщелачивания в разной степени. Действительно, сгущение рассола неминуемо должно привести к концентрированию малых компонентов, с одной стороны, и увеличению ионной силы раствора — с другой, что также способствует переходу большинства микрокомпонентов из пород в раствор.

Достаточно четко проявляют корреляционные связи с общей минерализацией растворов Br, Sr, As, Li, Rb, Pb. Есть микрокомпоненты, например иод, концентрация которого не коррелируется с общей минерализацией рассолов. Не связанный непосредственно с солевым составом рассолов, иод контролируется определенными термическими, динамическими и литохимическими условиями, отвечающими внутриконтурной зоне нефтяных и газовых залежей [13].

Не везде и не во всех случаях с минералазацией коррелируется концентрация бора. Чаще всего положительная корреляция наблюдается при анализе соотношений бор — температура подземных растворов. Повышение температуры подземных водных растворов с глубиной является причиной обычного увеличения концентрации бора в глубоко залегающих растворах. В связи с этим бор может давать самые различные зависимости от общей минерализации. В случае возрастания минерализации рассола в процессе его сгущения концентрация бора интенсивно возрастает, особенно в стадию выпадения в твердую фазу галита (рис. XI-1, кривая *1*). Вместе с тем можно встретить и обратную зависимость концентрации бора по отношению к общей минерализации рассолов (рис. XI-1, кривая *2*), что, например, характерно для месторождений Южно-Каспийской межгорной впадины. Принимая во внимание особенность бора создавать при высоких температурах летучие соединения, как органические, так и неорганические, правомерно предположить его глубинное происхождение.

Изучение физико-химических процессов, влияющих на формирование химического состава подземных вод, а также природных условий, в пределах которых происходят эти процессы, позволит более обоснованно определять перспективы поисков и разведки крупных месторождений минеральных вод для промышленных целей по отдельным наиболее доступным районам Советского Союза.

§ 2. Классификация промышленных подземных вод

В области классификации подземных вод имеется много схем, основывающихся на химических, температурных, генетических и других принципах. Для промышленных (и бальнеологических) целей наибольшее внимание заслуживает разделение подземных минеральных вод на основе сходств и различий по принципам их практического использования. Если для промышленных подземных вод наиболее важным показателем является содержание ценного компонента, который выгодно из этих вод извлекать, то для лечебных вод необходимо учитывать нижние пределы отдельных полезных компонентов, которые могут оказывать на организм человека лечебные действия. В табл. XI-1 приводится классификация промышленных и лечебных вод с учетом перечисленных выше соображений.

Таблица XI-1

Классификация промышленных и специфических вод

Название вод	Компоненты	Минимальные концентрации	
		мг/л	%
Воды промышленные для минерального сырья			
Иодные	Иод	18	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$
Бромные	Бром	200	$2 \cdot 10^{-2}$
Борные	Бор	250	$2{,}5 \cdot 10^{-2}$
Стронциевые	Стронций	500	$5 \cdot 10^{-2}$
Литиевые	Литий	10	$1 \cdot 10^{-3}$
Рубидиевые	Рубидий	5	$5 \cdot 10^{-4}$
Цезиевые	Цезий	1	$1 \cdot 10^{-4}$
Радиевые	Радий	10^{-5}	$1 \cdot 10^{-9}$
Воды для лечебных целей			
Иодные	Иод	5	$5 \cdot 10^{-4}$
Бромные	Бром	25	$2{,}5 \cdot 10^{-3}$
Борные	Бор	10	$1 \cdot 10^{-3}$
Стронциевые	Стронций	10	$1 \cdot 10^{-3}$
Литиевые	Литий	5	$5 \cdot 10^{-4}$
Радиевые	Радий	10^{-8}	$1 \cdot 10^{-12}$
Мышьяковистые	Мышьяк	0,5	
Бариевые	Барий	5	$5 \cdot 10^{-4}$
Железистые	Железо	20	$2 \cdot 10^{-3}$

Таблица XI-2

Требования к промышленным водам, содержащим иод, бром и бор

Извлекаемые компоненты	Минимальные концентрации			Максимальные концентрации			
	иода, мг/л	брома, мг/л	бора, мг/л	щелочность, мг-экв/л	нафтеновые кислоты, мг/л	галоидопоглощение, мг/л	нефти, мг/л
Иод	18	—	—	30	600	80	40
Бром	—	250	—	10	600	80	40
Иод и бром	10	200	—	1	600	80	40
Иод, бром и бор	10	150	500 * 200 **	—	600	80	40

* В виде B_2O_3 для получения буры.
** В виде B_2O_3 для микроудобрения.

Для некоторых типов подземных вод разработаны требования, определяющие минимальные концентрации ценных компонентов в подземных водах промышленного значения. В табл. XI-2 приводятся такие требования, утвержденные б. Госхимкомитетом при Совете Министров СССР 31 мая 1960 г.

Рентабельность извлечения ряда ценных компонентов определяется не только составом воды, но и другими условиями. Так, при большой глубине скважин, малом дебите их и глубоком динамическом уровне эксплуатация промышленных вод может оказаться невыгодной. В то же время в благоприятных гидрогеологических условиях (небольшая глубина залегания подземных вод; высокие фильтрационные свойства пород, обеспечивающие большие дебиты скважин; небольшая глубина динамических уровней от поверхности и т. д.) может оказаться эффективной эксплуатация подземных вод при наличии концентраций ценных компонентов, меньших, чем указаны в табл. XI-2. При решении вопроса об эксплуатации промышленных подземных вод имеет значение вопрос о подъездных путях к заводу, об условиях сброса отработанных вод и других технико-экономических показателях.

Таким образом, вопрос о целесообразности эксплуатации промышленных подземных вод должен решаться по совокупности всех условий; при этом могут быть отступления как от указанных выше кондиций по концентрациям ценных компонентов, так и от ориентировочных показателей по дебиту скважин и глубине динамического уровня.

§ 3. Распространение и условия залегания промышленных подземных вод в СССР

Подземные высокоминеральные воды и рассолы промышленного значения на территории СССР обычно занимают сравнительно ограниченные районы или площади, характеризующиеся строго определенными геоструктурными, гидрогеологическими и термическими условиями. Таким условиям чаще всего отвечают подвижные складчатые пояса или зоны с современной или недавно угасшей вулканической деятельностью, мобильные зоны межгорных и предгорных впадин, краевых прогибов и погруженных частей эпигерцинских платформ, выполненных вулканогенно-осадочными и нормально-осадочными породами.

Подземные воды большей части территории СССР имеют низкие содержания ценных компонентов и по многим данным (запасам, технологическим свойствам, экономическим условиям и др.) не могут представлять промышленного интереса. К таким можно отнести, например, воды кристаллических щитов (Украинский, Балтийский, Алданский и др.), антеклиз (Белорусская, Воронежская и др.) и значительных площадей горно-складчатых областей.

В практику районирования крупных территорий прочно вошло выделение провинций промышленных вод, т. е. крупных тектонических подразделений с учетом общности гидрогеологических условий, закономерностей распространения и условий залегания подземных вод (например, Южно-Каспийская и Западно-Сибирская впадины, Русская и Сибирская платформы и др.).

Среди промышленных подземных вод многих провинций и районов СССР месторождения Южно-Каспийской впадины (Челекен, Боя-Даг, Нефтечала и др.) занимают особое место. Запасы промышленных вод этих месторождений огромны, а ряд их положительных особенностей определяет большое к ним внимание.

Южно-Каспийская впадина — обширная область тектонического прогибания земной коры, протягивающаяся в субширотном направлении и содержащая множество брахиантиклинальных поднятий, образующих в сочетании складчатые полосы. Эта область является уникальной не только по размерам, но и по глубине залегания более плотного фундамента и по мощности выполняющих ее в прогибах осадочных образований. Мощность мезозойско-кайнозойских осадков, содержащих многопластовые горизонты подземных вод и залежи нефти и газа, достигает по геофизическим данным в Прикуринской погруженной полосе Южно-Каспийского прогиба 10—12 км, в Западно-Туркменской полосе 12—15 км и в центральной, наиболее погруженной, части Южного Каспия — 20—25 км.

Для Южно-Каспийской впадины в настоящее время отчетливо намечаются в разрезе две крупные гидрохимические зоны [14].

Первая (верхняя) гидрохимическая зона приурочена к засоленным, преимущественно песчано-глинистым и глинистым породам верхней части красноцветно-продуктивной толщи акчагыльского, апшеронского и бакинского ярусов. Здесь в течение длительного геологического времени сформировались и сейчас сохраняются седиментационные воды хлоридного кальциево-натриевого состава с высокой минерализацией (150—300 г/кг). Окислительно-восстановительная среда: Eh от —250 до +100 мв; pH от 5 до 6,5; газовый состав — преимущественно метан и азот.

Вторая (нижняя) гидрохимическая зона приурочена к глинисто-песчанистым породам нижней части красноцветно-продуктивной и палеогеновой толщ. В этой зоне вследствие воздействия процессов термометаморфизма сформировались воды хлоридно-гидрокарбонатного натриевого состава с пониженной минерализацией (от 10 до 60 г/л). Окислительно-восстановительные потенциалы, измеренные на устье скважин: Eh от +50 до —200 мв; pH от 6,5 до 8,0; газовый состав — метаново-углекислый.

Четко наблюдается снижение минерализации подземных вод красноцветно-продуктивной толщи с глубиной залегания (рис. XI-2). Графики распределения ценных компонентов по глубине, построенные на основании единичных анализов, показывают (рис. XI-3), что содержание брома и стронция с глубиной ощутимо уменьшается, бора — увеличивается; иод в вертикальном разрезе не дает никаких закономерных изменений в концентрации.

Кроме того, что из подземных термальных вод Южно-Каспийской впадины добывают иод и бром, они могут использоваться как комплексное (многокомпонентное) минеральное сырье для химической промышленности, а также для бальнеологических нужд.

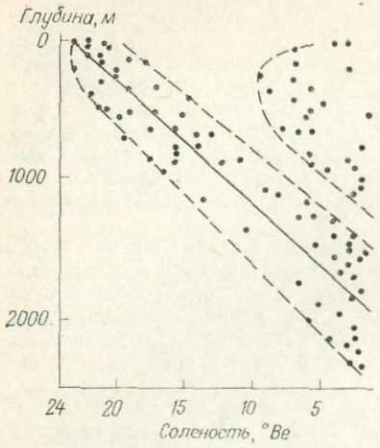
В пределах Русской платформы подземные воды, содержащие промышленные концентрации ценных компонентов, распространены весьма широко.

На северной и северо-восточной окраине Русской платформы (п-ов Канин, Тиман, Притиманье) промышленные подземные воды приурочены к мощным отложениям геосинклинального рифея (кварцито-слюдистые сланцы, кварциты и др.) и перекрывающим их терригенным отложениям живетского яруса. Глубина залегания этих отложений 500—3000 м. В этих условиях минерализация хлоридных кальциево-натриевых вод достигает 250 г/л. Содержание на 1 л воды: брома от 200 до 1000 мг, иода от 10 до 20 мг, стронция от 130 до 800 мг.

Наиболее перспективной для добычи и переработки промышленных подземных вод является территория, прослеживающаяся в восточной части Русской платформы между р. Волгой и Уральским хребтом. Этот район выполнен мощной (до 4000 м и более) толщей палеозойских пород, представленных преимущественно карбонатными и в меньшей степени терригенными отложениями. Максимальная минерализация хлоридных кальциево-натриевых вод составляет 310—323 г/л (Марпосад — на глубине 1800 м в породах среднего девона; Мозырь — на глубине 2600—2800 м в породах верхнего девона). С водами восточных районов связаны высокие содержания сероводорода от 50 до 1200 мг/л, брома — от 250 до 2000 мг/л, стронция — от 190 до 1300 мг/л, иода от 10 до 75 мг/л.

Максимальные содержания брома были встречены в маточных рассолах, вскрытых скважинами в толще соляных куполов на глубине 850 м; были обнаружены хлоридно-магниевые подземные воды с минерализацией 450 г/л и содержанием брома до 15 г/л.

Особый интерес представляет территория Восточно-Сибирской платформы, где рассольные воды встречены в верхнерифейских и нижнекембрийских (Ангарский бассейн), юрско-триасовых (Якутский бассейн) и каменноугольно-девонских отложениях (Хатангский бассейн). Наиболее крепкие хлоридные кальциевые рассолы распространены в соленосных, преимущественно карбонатных нижнекембрийских отложениях Присаяно-Енисейской и Прибайкало-Ленской синеклизы, в среднекембрийских доломитах Тунгусской синеклизы и верхнерифейских отложениях Анабарской антеклизы. Концентрация рассолов, залегающих здесь на глубине от 400 до 3000 м, достигает 385—600 г/л. Содержание ценных



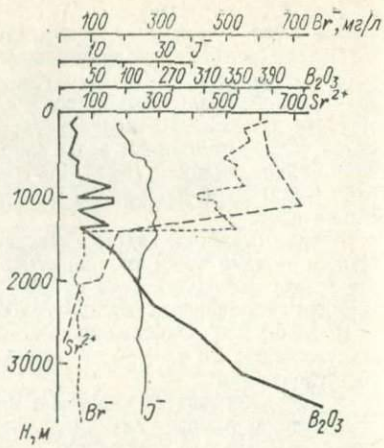


Рис. XI-2. Зависимость степени минерализации подземных вод красноцветно-*продуктивной толщи от глубин их* залегания (Челекен, Небит-Даг, Котурдепе, Биби-Эйбат, Сураханы, Кала и др.).

Штриховые линии — границы гидрохимических аномалий, сплошная линия — градиент степени минерализации вод.

Рис. XI-3. Изменение концентраций Br, I, B_2O_3 и Sr в рассолах по глубине их залегания.

компонентов в 1 л наиболее крепких рассолов составляет (мг): брома от 100 до 8100, стронция от 50 до 6000, иода от следов до 20, бора от 10 до 300.

В пределах предгорных и межгорных впадин альпийской геосинклинальной области юга СССР промышленные воды встречаются почти повсеместно (Азово-Кубанский, Терско-Кумский *и другие артезианские* бассейны). В Азово-Кубанском бассейне иодные воды приурочены к песчано-глинистым отложениям меотиса—сармата Западно-Кубанского прогиба. Минерализация воды здесь достигает 70—90 г/л, содержание иода 50—60 мг/л. Отмечается повышенное содержание аммония — до 140 мг/л. Содержание других ценных компонентов в воде незначительное. *Подземные воды Терско-Кумского бассейна* содержат значительно меньшие концентрации иода, но зато в их составе присутствуют другие ценные компоненты (бром, калий и др.). Минерализация воды находится в пределах 20—130 г/л.

Промышленные подземные воды следует рассматривать как комплексное гидроминеральное сырье, *а не только как сырье для извлечения* иода и брома. Эти воды могут быть использованы повсеместно на существующих курортах, в санаториях, домах отдыха, а также в водолечебницах и сельских больницах.

§ 4. *Особенности методов поисков,* разведки и оценки запасов промышленных подземных вод

К общим задачам поисковых и разведочных работ на месторождении промышленных вод относятся: а) выявление перспективных месторождений промышленных вод (при поисках); б) оценка эксплуатационных запасов промышленных вод и определение оптимального режима эксплуатации месторождения (при разведке). *Объем работ, необходимый для решения* этих задач, зависит от геолого-структурных и гидрогеологических условий изучаемого района или месторождения, а также от заданной потребности в воде для промышленных или бальнеологических целей.

Поисковые работы можно подразделить на две стадии [3]. *Первая стадия* поисков включает изучение региональных закономерностей распределения промышленных подземных вод в пределах перспективного района или месторождения. Особое внимание уделяется выявлению глубины залегания и литологических свойств водоносных горизонтов, химического состава подземных вод, в частности *особенностей изменения концентраций ценных компонентов в плане и разрезе*. Таким образом, основными видами исследований первой стадии поисков являются сбор и обработка имеющихся региональных геологических, гидрогеологических и гидрогеохимических материалов. Изученность района или месторождения на первой стадии должна быть достаточной для обоснованного перспективного *планирования поискового бурения. Вторая стадия поисковых работ включает* бурение отдельных поисковых скважин с целью выяснения геологического разреза, глубин залегания и мощностей водоносных горизонтов, коллекторских свойств водовмещающих пород, химического состава подземных вод, их напоров и дебитов. Опробование откачкой или самоизливом ведется из *одиночных скважин, и водоносные горизонты для опробования* вскрываются, как правило, снизу вверх. Выделение водоносных горизонтов для опробования производится по каротажной диаграмме. Изученность месторождения или его отдельных участков на второй стадии поисков должна быть достаточной для проектирования предварительных или детальных разведочных работ.

Этап разведочных работ может быть подразделен на две стадии: предварительную и детальную. В отдельных случаях при относительно простом геологическом строении и надежности полученных в процессе поисков данных возможно исключение стадии предварительной и переход после поисков непосредственно к детальной разведке.

Предварительная разведка имеет целью получение данных о структуре месторождения, его контурах, гидрогеологических условиях, степени связи или разобщенности различных горизонтов и о других особенностях месторождения. Плотность разведочной сети должна быть достаточной для выяснения в общих чертах условий залегания, морфологии водоносных горизонтов и для полу*чения их гидрогеологических характеристик*.

Учитывая высокую стоимость бурения и возможное непопадание части разведочных скважин в схему будущего водозабора, на стадии предварительной разведки скважины целесообразно бурить сравнительно небольшим диаметром и в дальнейшем использовать их как резервные и наблюдательные. Только после *завершения бурения* и опробования скважин можно выбрать рациональную схему размещения водозабора.

На основании полученных на первой стадии разведки результатов подсчитываются предварительные эксплуатационные запасы промышленных вод, дается их технологическая оценка с точки зрения возможности извлечения ценных *компонентов* и выбираются места заложения разведочно-эксплуатационных скважин.

Детальная разведка проводится на месторождениях или отдельных участках для подсчета эксплуатационных запасов промышленных вод по высоким категориям ($A + B + C_1$) и передачи месторождения в эксплуатацию.

Выбранные эксплуатационные участки должны быть равномерно освещены необходимыми сведениями о их структурах, размерах и формах, о свойствах продуктивных пород и содержащихся в них вод. На выбранном участке сооружается опытный узел, состоящий из двух-трех скважин для проведения опытных откачек при постоянном дебите продолжительностью до 1—3 месяцев.

В некоторых случаях производятся продолжительные (несколько месяцев) опытно-эксплуатационные откачки, которые характеризуются одновременным суммарным дебитом скважин, *близким к проектному эксплуатационному*.

Конечным итогом детальной разведки являются разработка кондиций на промышленные подземные воды и подсчет эксплуатационных запасов этих вод. *При* составлении кондиций должны учитываться гидрогеологические, технические и экономические показатели разработки месторождения на базе подсчетов запасов промышленных вод.

Исследования при эксплуатации промышленных вод проводятся на месторождении с утвержденными запасами для перевода ранее полученных запасов

в более высокие категории. Такие исследования помимо дополнительного бурения разведочных скважин включают изучение режима промышленных вод (измерения дебита воды, статического и динамического уровней, пластовых давлений, газового фактора, состава воды и т. п.). Кроме того, если длительными наблюдениями установлена возможность получения дополнительных запасов промышленных вод, возможна постановка разведочных работ на флангах ранее разведанного месторождения.

Оценка эксплуатационных запасов промышленных вод сводится к расчетам производительности водозаборов — прогнозу изменений дебитов и уровней подземных вод в течение заданного срока эксплуатации. Эти расчеты производятся гидродинамическими и гидравлическими методами.

Гидродинамический метод основывается на использовании расчетных гидродинамических формул. Общая схема подсчета эксплуатационных запасов гидродинамическим методом сводится к следующему.

1. Определяются расчетные гидрогеологические параметры: мощность водоносных пород, их фильтрационные свойства (коэффициенты водопроводимости и фильтрации) и пьезопроводность. Методика определения расчетных параметров подробно излагается в ряде гидрогеологических руководств [5, 11 и др.], в гл. XV.

2. Схематизируется природная обстановка — природные гидрогеологические условия представляются в виде расчетной схемы. Схематизация производится на основании имеющихся типовых граничных условий (условий на границе пласта), учитывающих особенности питания водоносного горизонта и его геологическое строение.

3. Производится собственно подсчет эксплуатационных запасов, для чего решаются гидродинамические задачи одного из двух видов: а) по заданному дебиту скважины (скважин) определяется понижение уровня воды в скважине на конечный момент заданного срока; б) по заданному максимальному понижению уровня в скважине (скважинах), которое должно быть достигнуто на конец расчетного периода, находится постоянный дебит скважины или системы скважин.

Последовательность выполнения расчетов (ход решения гидродинамических задач) и используемые для этого формулы приводятся в ряде руководств по подсчету эксплуатационных запасов подземных вод [4, 5], в гл. XXIV.

Гидравлический метод основывается на эмпирических данных (на данных длительных опытно-эксплуатационных работ). Применяется на месторождениях со сложными геолого-структурными и гидродинамическими условиями. При применении гидравлического метода зависимости между отдельными величинами — дебитом и понижением, срезом уровня и дебитом, понижением и временем — определяются из данных опыта. В каждом отдельном случае выбор метода оценки эксплуатационных запасов промышленных подземных вод решается с учетом конкретных условий.

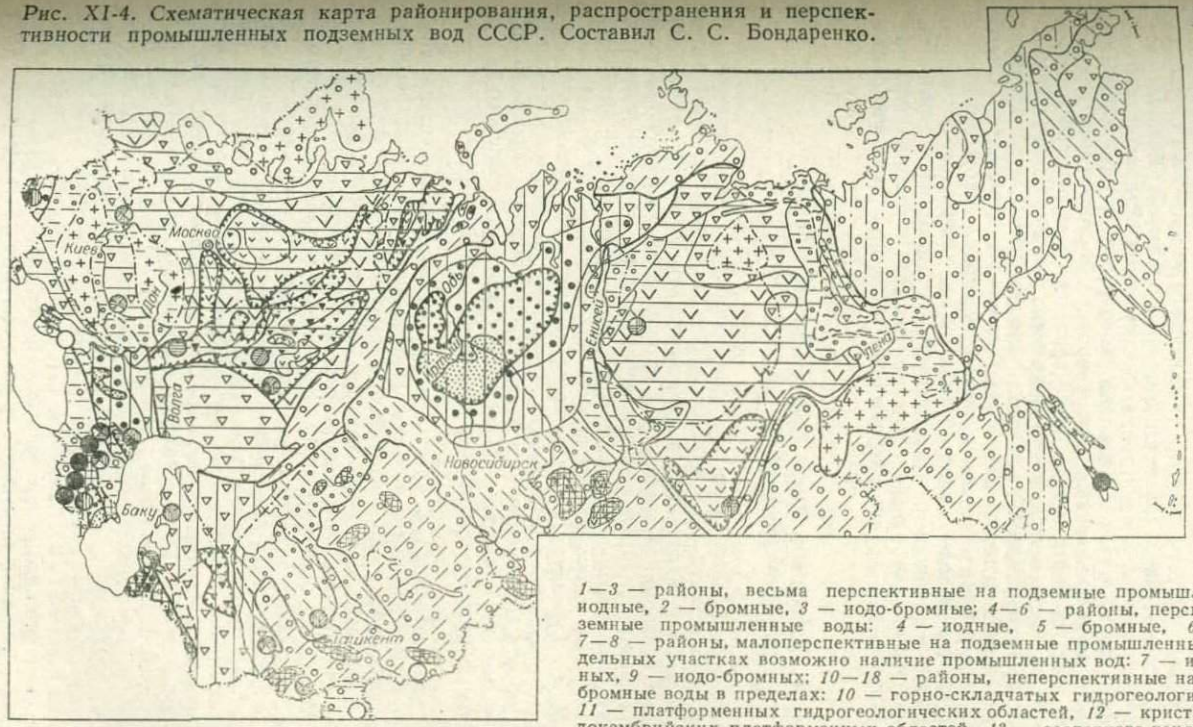
При гидрогеологических исследованиях с поисками и разведкой месторождений промышленно-ценных подземных вод следует руководствоваться работами [1, 2, 3, 6, 7, 8].

§ 5. Практическое использование промышленно-ценных подземных вод

Широкие перспективы использования иода, брома, бора, лития, рубидия и германия в самых разнообразных отраслях промышленности и сельского хозяйства, а также в медицине нашли отражение в решениях XXV съезда КПСС о приросте запасов минерального сырья на ценные химические компоненты в плане развития народного хозяйства Советского Союза. Они обязывают геологическую службу СССР форсировать поиски, разведку и ввод в эксплуатацию новых месторождений промышленных подземных вод как сырья для добычи ценных рассеянных компонентов и редких щелочей.

На рис. XI-4 представлена схематическая карта перспективности промышленных подземных вод СССР (по С. С. Бондаренко, 1977 г.).

Рис. XI-4. Схематическая карта районирования, распространения и перспективности промышленных подземных вод СССР. Составил С. С. Бондаренко.



1—3 — районы, весьма перспективные на подземные промышленные воды: *1* — иодные, *2* — бромные, *3* — иодо-бромные; *4—6* — районы, перспективные на подземные промышленные воды: *4* — иодные, *5* — бромные, *6* — иодо-бромные; *7—8* — районы, малоперспективные на подземные промышленные воды, но на отдельных участках возможно наличие промышленных вод: *7* — иодных, *8* — бромных, *9* — иодо-бромных; *10—18* — районы, неперспективные на подземные иодо-бромные воды в пределах: *10* — горно-складчатых гидрогеологических областей, *11* — платформенных гидрогеологических областей, *12* — кристаллических щитов докембрийских платформенных областей, *13* — осадочного чехла платформенных областей с докембрийским основанием, *14* — осадочного чехла платформенных областей с палеозойским складчатым основанием, *15* — горно-складчатых областей каледонской и герцинской складчатости, *16* — то же, мезозойской складчатости, *17* — то же, кайнозойской складчатости, *18* — то же, альпийской складчатости; *19—22* — распространение подземных иодо-бромных вод в пределах: *19* — платформенных областей с докембрийским фундаментом, *20* — межгорных впадин горно-складчатых областей, *21* — палеозойских платформенных областей, *22* — предгорных прогибов; *23—27* — участки распространения подземных вод с содержанием: *23—26* — редких элементов; *27* — брома; *28—31* — границы: *28* — провинций подземных иодо-бромных вод: *29* — распространения подземных иодо-бромных вод промышленного значения; *30* — гидрогеологических районов первого порядка; *31* — районов с различной перспективностью.

ГЛАВА XII

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО НЕФТЕГАЗОПОИСКОВОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

§ 1. Общие положения

Подземные воды сопутствуют нефти и газу начиная от процессов генерации углеводородов до формирования, а затем и разрушения залежей. В водных растворах осуществляется первичная миграция жидких и газообразных углеводородов; перемещение нефти и газа в природных резервуарах при формировании залежей происходит в водонасыщенных толщах пород, рассеивание углеводородов при разрушении залежей нефти и газа также протекает в водоносных толщах или через водоносные толщи, и чаще всего интенсивность этих процессов обусловлена изменением скорости подземного потока, и наконец, химическое и микробиологическое разложение углеводородов опять-таки происходит в водной среде.

Таким образом, специфические геологические условия, в которых оказывается вода, сопутствующая залежам нефти и газа, а также изменения в ее составе, обусловленные взаимодействием с углеводородами, позволяют использовать некоторые гидрогеологические и гидрохимические показатели для прогнозирования нефтегазоносности как крупных территорий, так и отдельных локальных структур.

§ 2. Классификация нефтегазопоисковых гидрогеологических показателей

Классификация природных объектов, в том числе и гидрогеологических показателей нефтегазоносности — сложнейшая задача современной науки, в частности нефтегазопоисковой гидрогеологии. Большинство геологических процессов является звеньями непрерывной эволюции, и границы этих звеньев установить весьма трудно. Поэтому существуют многочисленные схемы классификации гидрогеологических показателей нефтегазоносности недр. В этом кратком обзоре мы остановимся только на позднейших разработках.

В работе М. С. Гуревича [6] гидрогеологические и гидрогеохимические показатели нефтегазоносности подразделены на прямые и косвенные. К прямым показателям автор относит повышенную концентрацию высших углеводородов в метановом газе, наличие в составе воды органических веществ нефтяного ряда, а также локальные пункты разгрузки подземных вод с положительными показателями состава.

К косвенным показателям М. С. Гуревичем отнесены повышенное содержание сероводорода, преобладание метана в составе растворенного газа, безаргонового азота в составе азотного газа и повышенный коэффициент подземного водообмена (He/Ar). Среди показателей солевого состава подземных вод в качестве положительных показателей приняты повышенные содержания аммиака, иода, брома при отсутствии V, Cr, Ni и некоторых других рассеянных металлов, практическое отсутствие SO_4^{2-} в составе вод, преимущественно хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых и хлоридно-натриево-кальциевых. К бактериологическим показателям отнесено присутствие микроорганизмов, осуществляющих сульфатредукцию на высших гомологах метана и окисляющих метан и высшие углеводороды при наличии молекулярного кислорода. Косвенными гидрогеологическими показателями нефтегазоносности М. С. Гуревич считает наименьшую нарушенность гидростатического равновесия подземных вод и значительную мощность зон затрудненного водообмена, преимущественное преобладание гидрогеологической закрытости недр на протяжении отдельных этапов истории развития территории.

Несколько иначе к вопросам классификации гидрогеологических показателей нефтегазоносности подошел Г. Ю. Валуконис [3], который различает две классификационные схемы: историко-геологическую и пространственно-генетическую. В первой схеме он выделяет следующие группы показателей: 1) возможности

существования залежей нефти и газа; 2) формирование (в том числе разрушение) залежей нефти и газа; 3) возможности существования залежей нефти и газа в настоящее время; 4) наличие залежей нефти и газа в настоящее время.

Во второй схеме различаются следующие пространственно-генетические группы показателей: 1) непосредственно связанные с существованием, строением и составом залежей нефти и газа; 2) характеризующие обстановку, благоприятствующую формированию, сохранению и существованию залежей нефти и газа; 3) парагенетические показатели (поисковое значение обусловлено общностью условий формирования).

К первой группе историко-геологической схемы классификаций относятся следующие: наличие длительно прогибающихся участков земной коры, в которых накопились осадочные толщи значительной мощности, существование в разрезе осадочных толщ коллекторских пород, надежных газонефтеводоупоров, наличие ловушки.

Ко второй группе показателей относятся в основном палеогидрогеологические критерии. Нефтегазовые залежи могли формироваться, если в геологическом прошлом преобладали восстановительные условия, способствовавшие сохранению органического вещества и углеводородов от окисления; исследуемая территория находилась в условиях хорошей гидрогеологической закрытости; в перспективных пластах преобладали подземные воды повышенной минерализации хлоркальциевого и содового типов, перспективные пласты не промывались водами инфильтрационного происхождения; этапы интенсивного движения подземных вод сменялись этапами почти полного их застоя; существовали разломы, по которым подвижки происходили многократно, что способствовало активации движения глубоких подземных вод.

К третьей группе показателей относятся следующие: 1) сходство по геолого-гидрогеологическим данным изучаемой территории с другими нефтегазоносными районами; 2) наличие структур, содержащих застойные или полузастойные подземные воды; 3) наличие нарушений в породах; 4) удаленное расположение перспективных площадей от областей инфильтрационного питания; 5) расположение перспективных пластов в пределах нижних гидродинамических зон, мощность которых весьма значительна; 6) высокая степень гидрогеологической закрытости недр; 7) небольшие гидравлические уклоны (менее 0,01) и скорости движения подземных вод; 8) наличие грязевых вулканов, источников газонапорного типа; 9) восстановительная и резко восстановительная обстановка подземных вод; 10) незначительное содержание в подземных водах сульфатов; 11) повышенное содержание в подземных водах брома, иода, аммония, бора, бария, повышенная их радиоактивность; 12) содержание в подземных водах нефтяных углеводородов, масел, смол, асфальтенов, нафтеновых кислот, фенолов (содержание $C_{орг}$ превышает 3—4 мг/л); 13) высокое давление насыщения растворенного газа, по составу метанового, с повышенными концентрациями высших гомологов метана, биогенного азота, сероводорода; 14) наличие в подземных водах этан-, пропан-, бутан-, водород-, ксилол-толуол-, нафталин-, нафтеновых кислот и окисляющих микроорганизмов, значительно меньше метанокисляющих бактерий; 15) наличие углеводородных аномалий в грунтовых и неглубокозалегающих пластовых водах.

К четвертой группе показателей нефтегазоносности автором отнесены: выходы жидкой нефти на земную поверхность, притоки нефти и газа при испытании скважин, наличие пленок нефти и пород, пропитанных нефтяными битумами, газирование вод источников и промывочной жидкости, причем в газах содержатся повышенные концентрации углеводородов.

А. А. Карцев [13] выделяет четыре группы гидрогеологических показателей: 1) гидрогеохимические (в том числе газовый состав вод, состав органических веществ, ионно-солевой состав вод); 2) гидродинамические и общегидрогеологические, 3) гидрогеотермические; 4) палеогидрогеологические. Кроме перечисленных выше групп А. А. Карцев выделяет показатели, основанные на данных, относящихся к верхним водоносным горизонтам, которые не являются сами по себе объектами оценки.

В зависимости от значения автор выделяет показатели: 1) наличия залежей газа и нефти, 2) наличия нефти и газа, 3) условий формирования скоплений

нефти и газа, 4) условий сохранения и разрушения нефти и газа, 5) наличия ловушек нефти и газа.

Необходимо отметить, что ни одну из рассмотренных схем классификации гидрогеологических показателей нефтегазоносности нельзя рассматривать как окончательно завершенную. Дальнейшему совершенствованию подлежат как сама группировка критериев нефтегазоносности, так и определение объема и значимости отдельных показателей.

§ 3. Общегидрогеологические и палеогидрогеологические показатели нефтегазоносности

Знание общих гидрогеологических условий необходимо при оценке степени благоприятности обстановки для существования залежей нефти и газа, оно является основой для постановки исследований по гидрогеохимическому и газовому изучению вод.

К общегидрогеологическим показателям нефтегазоносности принято относить: 1) генетический тип подземных вод, 2) тип и размеры водонапорной системы, 3) гидродинамическую зональность водонапорной системы, 4) гидрогеологическую закрытость структур, 5) наличие и характер очагов разгрузки подземных вод, 6) гидравлический уклон водонефтяных и газонефтяных контактов, 7) скорости движения подземных вод.

Генетический тип подземных вод. По схеме генетической классификации подземных вод, предложенной А. А. Карцевым [13], различают две крупные группы подземных вод: эндогенные и экзогенные. К эндогенным следует относить все воды, образовавшиеся в литосфере, в горных породах, в магматических очагах и в другой глубинной обстановке. Среди экзогенных подземных вод представляется возможность выделить седиментогенные и инфильтрационные. Седиментогенные воды находятся в осадочных породах уже с момента их образования и отвечают в основном составу вод поверхностного бассейна. Инфильтрационные воды проникают в горные породы после образования последних, причем, как правило, в породы, уже заполненные водой иного происхождения.

По имеющимся представлениям, формирование залежей нефти и газа связано в основном с водами седиментационного генезиса. Поэтому установление генетического типа подземных вод решает также и нефтегазопоисковую задачу.

Тип и размеры водонапорной системы. Нефтяные и газовые залежи являются элементами природных водонапорных систем, поэтому выделение нефтегазоносных бассейнов подземных вод, которые в отличие от других бассейнов подземных вод характеризуются наличием залежей нефти и газа, является одной из первоочередных задач прогнозирования нефтегазоносности. Основными условиями нефтегазоносности бассейна служит достаточная (превышающая 1,5 км) мощность разреза выполняющих его осадочных образований; это обеспечивает возможность развития процессов нефтегазообразования. Знание типа водонапорной системы и ее размеров позволяет судить о масштабах возможного нефтегазонакопления.

Гидродинамическая зональность водонапорной системы. Выделяются следующие три гидродинамические зоны [4].

1. Верхняя зона, охватывающая водоносные горизонты и комплексы, пластовые напоры в которых не зависят от геостатического давления и обусловлены отношениями областей питания, транзита, разгрузки подземных вод, некоторыми их свойствами (минерализацией, вязкостью), а также сравнительно хорошей проницаемостью водовмещающих пород.

2. Средняя зона, включающая зону переходных пластовых давлений и зону геостатических пластовых давлений. Для этой зоны характерны более высокие гидравлические градиенты и преобладающее движение флюидов по вертикали. Основными напорообразующими причинами в рассматриваемой зоне являются геостатическое давление пород, их гидравлические и вязкопластические свойства.

3. Нижняя зона, пластовые давления в которой создаются упругорелаксирующим режимом водовмещающих пород и напряжениями тектонического (неотектонического) генезиса.

С точки зрения оценки перспектив нефтегазоносности, чем больше мощность зоны активного водообмена и чем ближе расположена подошва этой зоны к кровле фундамента, тем менее перспективен район для поисков нефтяных и газовых месторождений. Мы считаем [10], что при использовании данного критерия необходимо учитывать следующее: мощность зоны активного водообмена, мощность нижних гидродинамических зон, соотношение мощности зоны активного водообмена и мощности нижних гидродинамических зон. В платформенных условиях к предположительно нефтегазоносным могут быть отнесены площади с мощностью зоны активного водообмена менее 1000—1500 м, с помощью нижних гидродинамических зон более 500—1000 м и соотношением этих зон менее 1,0—1,5.

Гидрогеологическая закрытость. Понятие «гидрогеологическая закрытость структур» было введено в 1945 г. Н. К. Игнатовичем. М. А. Гатальский в качестве меры гидрогеологической закрытости структуры предложил использовать отношение минерализации воды в миллиграммах на литр к глубине залегания опробуемого горизонта в метрах. В. А. Кротова в 1956 г. предложила другой показатель — бромный коэффициент подземных вод, получаемый при делении содержания брома в миллиграммах на литр, умноженного на 100, на глубину залегания водоносного горизонта в метрах.

Наиболее благоприятными в отношении нефтегазоносности являются участки территорий, характеризующиеся максимальными значениями коэффициентов гидрогеологической закрытости.

Наличие и характер очагов разгрузки подземных вод. Формирование внутриформационных структур сопровождается частичной разгрузкой подземных вод, что диагностируется понижением приведенных к уровню моря пластовых давлений. Такие условия создают энергетические предпосылки для «радиального» движения флюидов к пьезометрическим минимумам, т. е. к очагам разгрузки подземных вод. Связь скоплений нефти и газа с пьезоминимумами представляет важную гидрогеологическую закономерность.

Гидравлические уклоны подземных вод. По данным А. А. Карцева [13], залежи нефти не могут сохраниться, если $i > 5$, а залежи газа не сохраняются при $\alpha > i$ (где α — угол падения пластов на крыльях сводовых ловушек, i — гидравлический уклон). Вымыванию залежей препятствует большое расстояние между областями питания и разгрузки в сочетании с небольшой разностью абсолютных отметок этих областей.

Скорости движения подземных вод. Сохранению залежей нефти и газа способствуют застойные условия подземных вод. Расчетные скорости от долей сантиметров до первых метров в год свидетельствуют о практически застойных условиях соленых и рассольных подземных вод. Одновременно отметим, что формированию залежей нефтяных углеводородов благоприятствует некоторая подвижность вод седиментационного генезиса. Поэтому при палеогидрогеологических исследованиях необходимо положительно оценивать площади с повышенными скоростями движения палеопотоков подземных вод.

Палеогидрогеологические показатели нефтегазоносности характеризуют условия водообмена на различных этапах геологического развития водонапорной системы. К числу положительных при оценке перспектив нефтегазоносности целесообразно отнести следующие палеогидродинамические показатели:

1) преобладание гидрогеологической закрытости недр на протяжении отдельных этапов геологического развития артезианского бассейна или его частей (М. А. Гатальский);

2) быстрые погружения водоносных горизонтов в прошлые геологические эпохи в предгорных прогибах и значительное их погружение на платформах, что благоприятствует переходу подземных вод из окислительной обстановки в восстановительную (М. Е. Альтовский), из зоны активного водообмена в зону застойного режима (Н. К. Игнатович);

3) небольшое число циклов инфильтрационного водообмена с малой длительностью инфильтрационных этапов после образования нефтегазовых залежей (А. А. Карцев);

4) большое число седиментационных водообменов с длительными седиментационными этапами (А. А. Карцев);

5) малые скорости движения вод во время (предполагаемого) формирования залежей, не превышающие тех, при которых происходит уже полное увлечение нефти водами (А. А. Карцев);

6) наличие погребенных очагов разгрузки подземных вод (Г. А. Борщевский, С. С. Джибути, И. И. Иванчук и др.); благоприятно и совпадение современных зон разгрузки подземных вод с древними;

7) скопления серы биогенного происхождения (Акоба, Аладаг и др.), рассматриваемые как показатели древних очагов разгрузки газовых залежей, связанных со структурами, в сводовых частях которых содержались сульфатные воды (М. С. Гуревич).

§ 4. Гидрогеохимические, микробиологические и гидрогеотермические показатели нефтегазоносности

Группа гидрогеохимических показателей является наиболее широко применяемой в практике прогнозирования нефтегазоносности и включает в себя показатели газового и солевого состава.

Газовые показатели. В разрезе осадочных бассейнов представляется возможным выделить три газогеохимические зоны, соответствующие окислительной, восстановительной и метаморфической геохимическим обстановкам. Мощность зоны газов окислительной обстановки (атмосферный азот, кислород, углекислый газ и др.) незначительна, лишь местами увеличивается до 500 м. В составе газов зоны преобладают мигранты преимущественно воздушного происхождения.

Ниже обычно залегает зона азотных, азотно-углекислых и углекисло-азотных газов. Подавляющая часть азота в этой зоне «безаргоновая», т. е. образовалась за счет биохимического преобразования органического вещества. В наиболее погруженных частях осадочного бассейна располагается нижняя газогеохимическая зона — зона углеводородных газов (метаново-азотных, азотно-метановых, метаново-азотно-углекислых). Для газов этой зоны характерны повышенные концентрации гелия, тяжелых углеводородов и водорода. Чем больше мощность нижней газогеохимической зоны, тем благоприятнее условия для нефтегазонакопления. Здесь же следует подчеркнуть, что углеводороды, мигрирующие из залежей нефти и газа, весьма часто устанавливаются даже в пределах зоны газов окислительной обстановки.

Состав газов формируется под влиянием многих физико-химических факторов. Он обусловлен типом исходного органического вещества, степенью его метаморфизма и процессами дифференциации при миграции, сорбции, растворении. Однако по составу газа, по его упругости и по соотношению отдельных компонентов газовой смеси представляется возможным оценивать нефтегазоносность недр исследуемых территорий.

Для гидрогеохимической обстановки нефтегазоносного бассейна характерно изменение состава растворенных газов с удалением от контура продуктивности. Максимальное содержание метана и его гомологов приурочено к приконтурным частям залежей нефти и газа. С удалением от контура продуктивности концентрация углеводородных газов уменьшается при возрастании доли азота. Наиболее достоверный показатель нефтегазоносности — это высокое содержание гомологов метана (этана, пропана, бутана) в составе растворенных или свободно выделяющихся из воды газов, причем для вод нефтяных залежей концентрации тяжелых углеводородов более высокие по сравнению с концентрациями в водах газовых залежей.

Высокой надежностью как критерий наличия залежей газов обладает показатель упругости (давления насыщения) растворенных в подземных водах газов, увеличивающийся по направлению контакта с залежью. Полное насыщение вод газами характеризует также условия, благоприятные для сохранения газовых залежей, в то время как недонасыщение характеризует неблагоприятные условия. По данным исследований ВНИИЯГГ * [8], высокой информативностью обладает

* ВНИИЯГГ — Всесоюзный научно-исследовательский институт ядерной геологии и геофизики.

отношение изобутанов растворенных газов к бутану. Для продуктивных структур оно, как правило, колеблется от 0,3 до 0,6, а для «пустых» — от 0,9 до 1,2. Это отношение в условиях бассейна увеличивается по мере удаления от контура продуктивности.

Поисковое значение имеет и показатель сухости углеводородных газов, представляющий собой отношение метана к сумме тяжелых углеводородных газов. Так, для Предкарпатья типичное значение коэффициента для «пустых» структур на глубинах от 1 до 3,5 км колеблется от 30 до 50, несколько возрастая (50—60) на глубинах 0,5—1 км. Максимум отношения CH_4/Σ ТУ для нефтеносных структур приходится на интервал значений 10—20.

Показатели солевого состава. Они включают в себя содержания растворенных органических веществ, нафтеновых кислот, бензола, толуола, фенола, аммония, иода, брома, коэффициенты сульфатности подземных вод и т. д.

Растворенное органическое вещество поступает в подземные воды в основном из осадочных пород и частично является продуктом разрушения залежей нефти. В 1 м³ рыхлого свежеотложенного морского глинистого осадка обычно содержится от 20 до 40 кг органического вещества. На конечной графитовой стадии метаморфизации количество органического вещества в породе составляет лишь 36% от исходного. Остальное органическое вещество в виде газов, битумов и углеводородов поступает в подземные воды, насыщающие породы. Процесс разрушения залежей нефти, как указывалось выше, тоже имеет в природе довольно широкое распространение.

Общее количество органического вещества в водах отражает собой показатель содержания $C_{орг}$. Содержание органического вещества в водах зависит от глубины и температуры, а также от возраста водовмещающих пород. Наиболее обогащены органическими веществами воды молодых отложений. Так, средняя концентрация $C_{орг}$ в подземных водах из пород палеогенового возраста в три с лишним раза выше концентраций $C_{орг}$ в водах из пород палеозойского возраста.

Фоновое содержание битумоидов в подземных водах колеблется от $0{,}3 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-3}$ г/л, а наиболее часто встречающееся значение — $2{,}5 \cdot 10^{-4}$ г/л. По характеру распределения концентраций битумоидов подземные воды нефтяных и газовых месторождений несколько отличаются от вод «пустых» структур. Кривые распределения битумоидов контурных вод нефтяных структур имеют достаточно четко выраженную вторую моду, менее четко она выражена для контурных вод газовых залежей и для вод пустых структур. Вторая вершина на кривых распределения растворенного в водах битумоида отсутствует. Так, аномальные концентрации битумоидов в контурных водах Волго-Уральской провинции (вторая мода) составляют от $5 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-1}$ г/л, а наиболее часто встречающееся значение — $3{,}2 \cdot 10^{-2}$ г/л.

Битумоиды относятся в основном к группе масляно-смолистых и смолистых битумоидов А. По данным А. С. Зингера, намечается тесная зависимость между содержанием битумоида и расстоянием до контура нефтеносности. Органические кислоты являются преобладающими компонентами органических веществ подземных вод и подразделяются на жирные нафтеновые и гуминовые. Органические кислоты в подземных водах присутствуют в виде анионов и солей (мыл). Карбоновые кислоты (нафтеновые и жирные) легче всего накапливаются в щелочных водах. В. А. Сулин повышенные содержания нафтеновых кислот относил к прямым показателям нефтеносности. В настоящее время ясно, что при использовании данного критерия следует исходить из конкретных условий. Так, наименее благоприятные условия перехода нафтеновых кислот в раствор характерны для высокоминерализованных (200—300 г/л) вод хлоркальциевого типа при взаимодействии их с метановыми нефтями.

Фенольные соединения в породах и водах в значительной степени являются продуктами метаболических процессов. Главным источником фенольных кислот считаются лигнины и гуминовые кислоты. Содержание фенолов и их производных (фенолятов и др.) в подземных водах колеблется в широких пределах — от сотен долей миллиграмма до десятков миллиграммов на литр. Более высокие концентрации характерны для щелочных вод, минимальные — для жестких хлоридных.

Е. А. Барс и Т. И. Александрова полагают, что накопление фенолов в подземных водах связано с поступлением их непосредственно из нефтяной залежи, в связи с чем их нефтепоисковое значение заслуживает дальнейшего изучения.

Несомненный поисковый интерес представляют растворенные в подземных водах жидкие углеводороды, хотя в общем балансе растворенного органического вещества занимают весьма скромное место. Особый интерес представляет водорастворенный бензол, который содержится в водах нефтегазовых месторождений и, как правило, отсутствует в водах пустых структур. Установлено, что максимальные концентрации бензола характерны для приконтурных вод газоконденсатных месторождений, несколько более низки они в приконтурных водах нефтяных залежей, а воды, контактирующие с чисто газовыми залежами, обогащены бензолом в количествах, не превышающих сотых долей миллиграмма на литр. Содержание бензола в водах увеличивается по направлению к контуру нефтегазоносности. Бензол следует рассматривать в качестве прямого гидрохимического показателя наличия в недрах углеводородов. Гомологи бензола в подземных водах представлены в основном толуолом. Значение толуола как гидрохимического показателя близко к значению бензола. При меньшей растворимости толуола (примерно в 2—3 раза), чем бензола, появление его в водах более однозначно указывает на их связь с нефтегазоносностью изучаемых отложений. По данным ВНИИЯГГ распределение концентраций толуола в водах, как и бензола, не коррелируется ни с минерализацией подземных вод, ни с литологическим составом водовмещающих пород. Основными источниками появления в пластовых водах толуола и бензола являются залежи нефти.

Аммоний — показатель геохимических условий недр и критерий нефтегазоносности. Еще В. А. Сулин указывал, что максимальные количества аммония накапливаются в восстановительной среде и ассоциируют с водами хлоркальциевого типа. В окислительной обстановке аммоний неустойчив. Кроме того, повышенные концентрации аммония в подземных водах свидетельствуют об относительно молодых и современных процессах преобразования органических веществ в недрах.

Установленная связь высокой концентрации аммония в подземных водах нефтегазоносных бассейнов с нефтяными и газовыми месторождениями позволила рассматривать его в качестве одного из положительных показателей нефтегазоносности. Л. К. Гуцало [7] на примере Днепровско-Донецкой впадины показал, что в пластовых водах, непосредственно связанных с нефтяными и газовыми залежами, концентрация аммония прямо пропорциональна парциальной упругости растворенных в водах углеводородных газов. Выявленную зависимость автор объясняет тем, что присутствие углеводородов, вероятно, увеличивает растворимость аммонийных солей в водах. Региональные фоновые концентрации для различных нефтегазоносных провинций, областей и районов сильно варьируют (от 10 до 600 мг/л). Однако во всех случаях намечаются возрастания содержания аммония по мере приближения к контуру нефтегазоносности. В. В. Колодий и А. В. Кудельский [14] на примере Западного Копетдага отмечают, что использование аммония для оценки перспектив нефтегазоносности молодых горно-складчатых сооружений вряд ли эффективно.

Иод является характерным показателем вод нефтяных месторождений. Бóльшая часть иода в подземных водах находится в виде минеральных форм. Содержание иода варьирует в очень широких пределах — от следов до >1000 мг/л. Средневзвешенное содержание иода в подземных водах нефтегазоносных бассейнов составляет 18,24 мг/л. Как показывают последние исследования [15], бóльшая часть иода, растворенного в подземных водах, обязана своим происхождением деструктивному разрушению сложных иодсодержащих органических соединений рассеянного органического вещества. Относительное содержание иода в воде зависит от структурно-геологических, гидрогеологических и физико-химических условий. Однако близость геохимических и термобарических условий формирования нефти и иода в результате разрушения рассеянного в породах органического вещества позволяет считать иод одним из важнейших показателей процессов нефтегазообразования.

Концентрация брома варьирует от единиц до 1000 мг/л и более. Содержание брома увеличивается с глубиной, повышенные концентрации его не имеют связи

с залежами нефти и газа. Бром является лишь показателем, характеризующим благоприятную среду существования залежей углеводородов. Попутно он может использоваться также и для других целей (определения гидрогеологической закрытости недр, уточнения генетического типа подземных вод и т. д.).

Показатели сульфатности подземных вод. Среди солевых показателей нефтегазоносности особое значение имеют показатели сульфатности (абсолютное содержание сульфатов в водах, коэффициент сульфатности вод $SO_4 \cdot 100/Cl$, степень недонасыщенности вод сульфатами и др.). В результате восстановления сульфатов нефтяными углеводородами воды в значительной мере десульфируются. Степень десульфирования возрастает с приближением к залежи. Так как концентрация сульфатов зависит в первую очередь от типа подземных вод, то справедливо высказывание А. А. Карцева [13], что поисковое значение недонасыщенности вод сульфатами должно рассматриваться с учетом постоянства их химического состава и термодинамических условий.

Заканчивая обзор показателей солевого состава, необходимо отметить, что некоторая часть показателей, таких как отношение иодатной и перманганатной окисляемости, содержание органического азота [1], содержание радия, редких и рассеянных элементов и т. д., требует дальнейшего изучения на предмет установления их информативности для оценки нефтегазоносности.

Микробиологические показатели нефтегазоносности. Они основаны на выявлении в подземных водах микроорганизмов, избирательно окисляющих метан и его гомологи [16]. Явление непрерывной миграции микроколичеств газов и парообразных углеводородов из залежей к поверхности в настоящее время можно считать установленным. Масштабы окислительной деятельности микроорганизмов зависят от условий среды (pH, температура, радиоактивность, наличие сероводорода и т. д.), от концентрации углеводородных газов и экологических особенностей. Наиболее интенсивно процессы бактериального окисления углеводородов протекают в зоне гипергенеза. Из более чем 150 тыс. видов микроорганизмов лишь около 100 могут использовать углеводороды в качестве источника питания: около 65 видов ассимилируют предельные углеводороды, из них только 10 газообразные, 20 парообразные, а остальные жидкие.

Таким образом, углеводороды с большой относительной молекулярной массой микроорганизмами окисляются легче, чем углеводороды с меньшей относительной молекулярной массой [17].

Определяемые при поисках залежей нефти и газа микроорганизмы подразделяются на индикаторы прямые (окисляющие газо- и парообразные углеводороды), индикаторы косвенные (водородокисляющие, десульфатизирующие), контрольные организмы (разрушающие клетчатку, метан- и водородпродуцирующие).

Распределение по глубинам отдельных групп бактерий в общем виде следующее:

1) до глубины 1300 м распространены водородобразующие, водородоокисляющие, углеводородокисляющие и маслянокислые бактерии;

2) на глубинах до 3000 м встречаются сульфатредуцирующие, денитрифицирующие, аммонифицирующие бактерии и гетеротрофы;

3) на глубинах свыше 3000 м подземные воды в основном стерильны.

Из индикаторных микроорганизмов наибольшее значение имеют виды бактерий (*Bacterium methanicum*), псевдомонас (*Pseudomonas methanica*, *P. pyocyanea* и др.), микобактерий (*Mycobacterium rubrum* var *propane*) и актиномецеты.

Большинство культур способно окислять всю гамму тяжелых углеводородов парафинового ряда. Культуры микобактерий в основном используют газообразные углеводороды C_3—C_4 и жидкие до C_{10}. Представители рода бактерий окисляют преимущественно тяжелые углеводороды C_6—C_{10}. Однако имеются виды микроорганизмов, биоэнергетическим материалом для которых служат лишь определенные углеводороды. Так, *Pseudomonas methanica* выявлена только в атмосфере метана, *Mycobacterium rubrum* var *propane* окисляют пропан и более тяжелые углеводороды и не способны усваивать метан и этан.

Основными критериями нефтегазоносности по микробиологическим данным являются: 1) высокая биогенность верхних водоносных горизонтов, расположенных над залежами нефти и газа, превышающая в 2—3 раза значения этого

показателя для окружающих территорий, и 2) наличие в составе углеводородной микрофлоры, обитающей в водах горизонтов, бактерий, окисляющих пропан и бутан.

Гидрогеотермические показатели нефтегазоносности. Температурные условия недр определяются сочетанием ряда факторов: наличием эндогенных источников тепла, характером условий его передачи (тектонический и литологический факторы), наконец, присутствием в осадочных толщах огромных масс активного и весьма емкого теплоносителя — подземных вод. Воды, обладая высокой теплоемкостью, при движении в различно нагретых породах способствуют перераспределению тепла в бассейне. Тепловое поле в осадочном чехле реагирует на изменение гидродинамического режима водоносных горизонтов, поэтому может быть использовано в качестве показателя гидродинамических условий недр. По данным геотермии принципиально возможно выделение областей питания и разгрузки подземных вод. В областях питания глубокому проникновению вод зоны активного водообмена соответствует значительное понижение температур и геотермического градиента. В областях разгрузки подземных вод восходящим потокам термальных вод соответствует увеличение в верхних частях осадочного чехла температур и геотермического градиента, что представляет уже практический интерес, так как в пределах этих зон при благоприятных условиях могут формироваться залежи нефти и газа.

Для областей с застойным гидродинамическим режимом характерны фоновые значения глубинных температур и геотермического градиента.

Иногда намечается более четкая зависимость между нефтегазоносностью и геотермическими условиями недр. Так, по данным Л. М. Зорькина и др. [8], в различных районах Урало-Волжского бассейна на региональном геотемпературном фоне отмечаются зоны с аномально высокой напряженностью теплового поля, приуроченные к тектонически ослабленным участкам (Доно-Медведицкие, Степановско-Советские, Жигулевские и другие дислокации), с которыми связана региональная нефтегазоносность, а изменение температурного режима в пределах бассейнов обычно приводит к качественной и количественной смене залежей углеводородов. Так, с возрастанием температур отмечается увеличение содержания газов в нефтях, нефтяные месторождения сменяются нефтегазовыми и, наконец, в наиболее погруженных районах находятся преимущественно газоконденсатные и газовые месторождения. Рассмотрение данной группы критериев завершим выводами из работы Е. В. Ильиной и И. А. Ходьковой [9, с. 69], обобщивших материалы по геотермическим показателям СССР: «Приуроченность зон повышенного теплового потока к участкам напряженного тектонического режима, способствующим вертикальной миграции теплоносителя (флюидов) из глубин земной коры, позволяет использовать геотермические аномалии в качестве критерия для оценки перспектив нефтегазоносности отдельных локальных структур и региона в целом».

§ 5. Оценка перспектив нефтегазоносности по гидрогеологическим показателям

В соответствии со степенью изученности прогнозируемых по гидрогеологическим показателям территорий принято различать три типа задач: 1) прогнозная оценка нефтегазоносности региона, 2) оценка перспектив возможных зон нефтегазонакопления и 3) оценка перспектив нефтегазоносности локальных структур.

Региональная прогнозная оценка, как правило, проводится для возможных нефтегазоносных провинций или областей, когда нефтегазоносность в пределах этих территорий не установлена и возникает необходимость в определении целесообразности постановки здесь геолого-поисковых работ на нефть и газ. В процессе региональной оценки перспектив нефтегазоносности необходимо выяснить: 1) условия накопления, захоронения и типа дисперсионного органического вещества; 2) возможность генерации и первичной миграции углеводородов; 3) возможные пути вторичной миграции нефтяных углеводородов и 4) условия аккумуляции нефтяных углеводородов.

На стадии региональных исследований исходным материалом служат данные геологических, гидрогеологических и геохимических съемок, тематических исследований, результаты, полученные от структурно-картировочного, опорного и параметрического бурения, а также региональных геофизических исследований. Недостаток исходного гидрогеологического материала в какой-то степени компенсируется при региональной прогнозной оценке комплексным решением проблемы с использованием геологических, гидрогеологических и геохимических показателей нефтегазоносности. Газовая составляющая, органическое вещество водонапорных систем, генетический тип подземных вод, тип и размер водонапорной системы, гидродинамическая зональность водонапорной системы, наличие и характер очагов разгрузки подземных вод, палеогидродинамические условия, солевой состав вод — вот круг гидрогеологических показателей, которые отражают региональные процессы нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Оценка перспектив возможных зон нефтегазонакопления, или зональная прогнозная оценка, проводится на территории известной нефтегазоносной провинции или области с уже выявленными месторождениями нефти и газа. Целевая задача этого вида прогноза — выработка оптимальных направлений поисково-разведочных работ.

В процессе зонального прогноза должны быть выяснены: 1) возможные пути вторичной миграции нефтяных углеводородов, 2) условия аккумуляции нефтяных углеводородов, 3) возможность формирования залежей нефти и газа и 5) ожидаемое качество нефти и газа. Зональный прогноз опирается на многочисленные данные параметрического, поискового и разведочного бурения, тематических и геофизических детальных исследований. При зональном прогнозе учитывается обширный круг гидрогеохимических, гидродинамических, гидротермических показателей. Ниже приведем некоторые из этих показателей: восстановительная обстановка подземных вод, гидрохимическая зональность, характер ионо-солевого комплекса вод, химический тип воды, степень метаморфизации подземных вод, соотношение составов подземных вод и газов, геомикробиологические, гидрохимические аномалии переточного типа, сульфатность, содержание иода, брома, соотношение состава органических веществ поровых и пластовых вод, мощность и соотношение гидродинамических зон, гидрогеологическая закрытость, гидравлический уклон, палеогидродинамические, геотермические аномалии и градиент, водорастворенные органические кислоты, фенолы, газовые показатели и т. д.

Оценка перспектив нефтегазоносности локальных структур производится при разбраковке подготовленных к разбуриванию структур с целью установления необходимости постановки поисково-разведочного бурения. Оценка перспектив нефтегазоносности локальных структур в основном проводится по объектам, приуроченным к выявленным зонам нефтегазонакопления. Первостепенной задачей этого вида прогноза является ответ на вопрос о наличии залежи нефти или газа, поэтому в первую очередь применяются гидродинамические показатели наличия залежи и показатели существования и разрушения залежей: увеличение содержания в подземных водах бензола, толуола, аммония, фенола; увеличение общей газонасыщенности пластовых вод, упругости растворенного газа и парциальной упругости углеводородов, увеличение содержания углеводородных газов и наличие гомологов метана; уменьшение сульфатности и SiO_2 в подземных водах; повышенная общая биогенность вод и наличие углеводородокисляющих и сульфатредуцирующих бактерий, наличие пропан-бутанокисляющих бактерий и многие другие показатели.

Проведение прогноза при массовом потоке информации без применения математических методов становится весьма затруднительным.

Прогноз нефтегазоносности дает ответ на вопрос, есть ли залежь или она отсутствует. Такая задача, как известно, моделируется либо методами распознавания образов, если имеются данные, свидетельствующие о роли показателя при прогнозе (данные для обучения), или методами районирования — классификаций показателей с последующей оценкой геологического содержания каждого класса [12]. Чтобы применить методы районирования и методы распознавания образов для ответа на вопрос, есть залежь или ее нет, необходимо сначала так математически обработать исходный материал, чтобы получить признаки, имеющие более

или менее прямое отношение к этому вопросу. Опыт показывает, что получение признаков состоит либо в сжатии (сворачивание и выделение главных особенностей), либо в выделении тех или иных аномальных особенностей в исходной информации, а это определяет соответствующий математический аппарат. Решение задачи прогноза нефтегазоносности состоит из следующих основных элементов:

1) выявление обобщающих геологических и гидрогеологических показателей нефтегазоносности с качественной оценкой значимости в прогнозе и установление их диагностирующих возможностей для условий конкретной нефтегазоносной области;

2) построение генетической системы последовательности обобщающих показателей (генетической модели);

3) построение для каждого обобщающего показателя оптимальной системы признаков, характеризующих этот показатель;

4) классификация по степени перспективности исследуемой территории;

5) выбор и разработка математического аппарата.

Математический аппарат применяется на любом этапе решения прогноза нефтегазоносности для:

а) выделения главных обобщающих геолого-гидрогеологических показателей;

б) построения признаков;

в) распознавания классов перспективности;

г) районирования показателей на классы перспективности;

д) оценки степени надежности каждого показателя и их любой совокупности в решении задачи прогноза нефтегазоносности.

ГЛАВА XIII

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО НЕФТЕГАЗОПРОМЫСЛОВОЙ ГИДРОГЕОЛОГИИ

§ 1. Общие положения

Нефтегазопромысловая гидрогеология изучает гидрогеологические условия разработки нефтяных и газовых месторождений. Она тесно связана с нефтегазопоисковой гидрогеологией, где главным (см. гл. XII) является изучение гидрогеологических показателей нефтегазоносности исследуемого региона, выполняемое на стадиях поисков и разведки месторождений нефти и газа.

В нефтегазопромысловой гидрогеологии изучаются роль подземных вод при разработке нефтяных и газовых месторождений и в связи с этим промысловая классификация подземных вод, их динамика в процессе разработки месторождений, распределение давлений и температур в пластах, физические и химические свойства пластовых вод, коллекторские свойства горных пород, режимы нефтегазоносных пластов, значение подземных вод для заводнения пластов, оконтуривания залежей нефти и газа и оценки их запасов, выбора рациональной системы разработки месторождений, а также проводятся гидрогеологические наблюдения и исследования, направленные (вместе с другими промысловыми исследованиями) на обеспечение нормальных условий эксплуатации нефтяных и газовых месторождений.

В настоящее время имеются многочисленные работы, освещающие различные вопросы нефтегазопромысловой геологии и гидрогеологии, из них широко известными являются работы следующих авторов: М. Ф. Мирчинк, М. И. Максимова [23], Г. М. Сухарева [32], А. М. Агаджанова, М. И. Максимова [1], А. А. Карцева [15], М. А. Жданова [7], М. А. Жданова, Ф. А. Гришина, Е. В. Гординского [9], М. А. Искендерова [13], М. Г. Ованесова [26], В. П. Шугрина [34], М. А. Жданова, Е. В. Гординского, М. Г. Ованесова [10], М. И. Максимова [22] и других, положенные в основу написания данной главы.

§ 2. Промысловая классификация подземных вод нефтяных и газовых месторождений

Положение присутствующих в разрезе осадочного чехла водоносных комплексов и горизонтов по отношению к установленной или уже разрабатываемой залежи весьма многообразно, и для их однозначного понимания создана соответствующая промысловая классификация подземных вод.

Относительно нефтяного и газоносного пласта пластовые воды разделяются (рис. XIII-1) на: 1) пластовые, залегающие в нефтяном пласте; 2) пластовые (посторонние), не связанные с нефтяной залежью, и 3) тектонические. Пластовые воды, залегающие в нефтяном пласте, подразделяются на контурные (краевые) верхние контурные (верхние краевые), подошвенные и промежуточные. Контурными (краевыми) называют воды, которые залегают в нижних частях нефтяных пластов и подпирают нефтяную залежь со стороны контура нефтеносности. Верхними контурными (верхними краевыми) являются воды, залегающие в верхней части нефтяного пласта, выходящего на дневную поверхность (в моноклиналях, разрушенных сводах антиклиналей). Подошвенными называются воды, распространенные в пределах контура нефтегазоносности и залегающие в нижней части нефтяного пласта. К промежуточным относятся воды, приуроченные к проницаемым пропласткам, залегающим в нефтяном пласте и насыщенным только водой.

Разновидностью промежуточных вод следует считать водяные линзы, приуроченные к менее проницаемым разностям пласта-коллектора, образование которых произошло потому, что при формировании нефтяной (газовой) залежи силы гравитации не смогли преодолеть сил капиллярного сцепления и внутри «тела» залежи сохранилась водяная линза, содержащая воды седиментационного происхождения, которая в литературе получила название «водяное включение». Такие включения были установлены в пределах Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции, а затем в Предкарпатье, Предкавказье и на Украине. В книге А. А. Карцева эти воды названы связанными, или «остаточными», преимущественно капиллярного происхождения, а также «защемленными» водами, сохраняющимися внутри нефтегазонасыщенной части пласта, которые могут частично извлекаться вместе с нефтью и газом при эксплуатации залежей.

Пластовые воды (посторонние) подразделяются на верхние и нижние. Верхними называют воды, залегающие выше данного нефтяного пласта. Нижними называют воды, встречаемые ниже этого же пласта. В разрезе месторождения могут иметь место несколько верхних и нижних водоносных горизонтов с пластовыми (посторонними) водами.

Тектонические напорные воды залегают и циркулируют или в отдельных тектонических трещинах, или в зонах тектонических нарушений, имеющих место в районе нефтяного или газового месторождения. Эти воды напорные, часто поступают с больших глубин, пересекают на своем пути водоносные горизонты с пластовыми водами, смешиваются с ними, изменяя при этом как свой первоначальный солевой и газовый состав, так и состав пластовых вод и их гидравлический режим.

Кроме перечисленных подземных вод нефтяных месторождений в разрезах

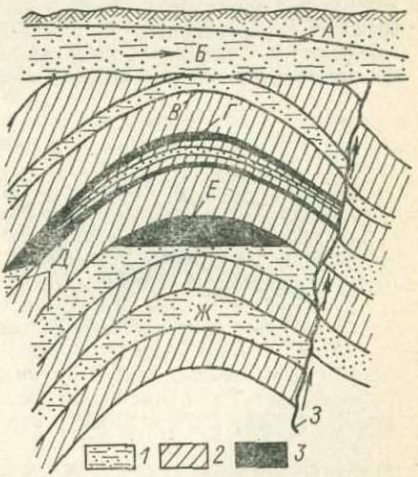


Рис. XIII-1. Схема залегания подземных вод нефтяного месторождения.

1 — проницаемые породы; *2* — непроницаемые породы; *3* — нефть; *А* — поверхность грунтовых вод, *Б* — *З* — воды: *Б* — грунтовые, *В* — верхние пластовые, *Г* — промежуточные, *Д* — контурные, *Е* — подошвенные, *Ж* — нижние пластовые, *З* — трещинные.

последних на эксплуатационных площадях встречаются воды, введенные искусственно в нефтяной пласт при бурении скважин, ремонтных работах, площадном и законтурном заводнении. Они часто осложняют естественные гидрогеологические условия месторождения, и при исследованиях солевого и газового состава нефтяных вод это обстоятельство всегда необходимо учитывать.

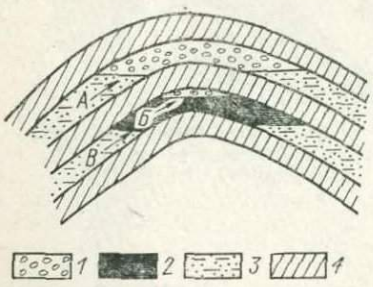
На газоконденсатных и газовых месторождениях встречаются конденсатные воды. Эти воды чаще всего извлекаются на поверхность вместе с газом при разработке газовых, газоконденсатных и даже нефтяных залежей. Природа их образования остается невыясненной. С одной стороны, они могут представлять пары краевых или подошвенных вод, которые затем конденсируются в газоотделителях или различного рода сепараторах, а с другой — могли сконденсироваться и в самом пласте при формировании залежи в обстановке существенно изменившихся термодинамических условий. В частности, А. М. Никаноровым [24] для ряда районов Северо-Восточного Кавказа отмечается присутствие конденсатных вод под нефтяными залежами, где они представляют собой своеобразный промежуточный слой пресных вод, как бы плавающий на соленых обычного типа пластовых или подошвенных водах. Как правило, воды конденсатного происхождения являются практически пресными и по своему составу существенно отличаются от контурных и подошвенных вод.

§ 3. Движение контурных вод в нефтяных и газовых месторождениях

При одновременном присутствии в пласте (коллекторе) жидкости (воды, нефти) и газа они распределяются соответственно их плотности. При антиклинальном строении нефтяного или газового месторождения газ скапливается в сводовой части структуры, нефть — ниже, а в пониженных частях крыльев — вода.

Граница, разделяющая в пласте газ и воду, называется в разрезе структуры газоводяным контактом, а на карте в плане — контуром газоносности, граница, которая разделяет нефть и воду, — водонефтяным контактом или контуром нефтеносности (рис. XIII-2).

В пологих нефтеносных и газоносных структурах при большой мощности продуктивных пластов различают внешний контур нефтеносности (газоносности),



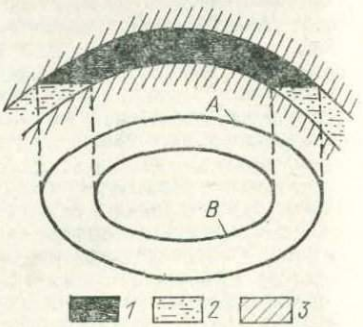


Рис. XIII-2. Контакты газоводяной, газонефтяной, водонефтяной и их положение в разрезе антиклинальной складки.

1 — газ; *2* — нефть; *3* — вода; *4* — непроницаемые породы; *А* — газоводяной контакт (ГВК); *Б* — газонефтяной контакт (ГНК); *В* — водонефтяной контакт (ВНК).

Рис. XIII-3. Схема расположения нефтяной залежи в разрезе и в плане в пологозалегающем пласте большой мощности.

1 — нефть; *2* — вода; *3* — непроницаемые породы; *А* — внешний контур нефтеносности; *В* — внутренний контур нефтегазоносности.

проводимый по кровле пласта, и внутренний контур нефтеносности (газоносности), который проводится по подошве пласта (рис. XIII-3). В случае, отвечающем рис. XIII-3, скважины, пройденные в пределах внутреннего контура нефтеносности, вскроют безводную нефть, а скважины, пробуренные между внутренним и внешним контурами, — нефть вместе с водой, за пределами внешнего контура — только воду.

При извлечении скважинами нефти или газа контурная вода поднимается вверх по восстанию пласта, что вызывает стягивание контура нефтеносности (газоносности) в горизонтальной плоскости. Стягивание контура нефтеносности (газоносности) в зависимости от физических свойств горных пород, слагающих продуктивный пласт, и условий эксплуатации может быть равномерным или неравномерным во времени.

Равномерное стягивание контура нефтеносности обычно имеет место в условиях однородной проницаемости пласта и при правильной его эксплуатации (оптимальный отбор нефти при допустимых депрессиях пластового давления и др.); неравномерное — при различной проницаемости пласта на отдельных его участках и неправильном способе эксплуатации (интенсивный отбор нефти за счет недопустимой депрессии пластового давления и др.).

При эксплуатации нефтяных месторождений контурные воды продвигаются *от начального контура нефтеносности к последнему ряду* эксплуатационных скважин (или одной эксплуатационной скважине, заложенной в центре залежи). Различают три рода движения контурных вод [14]: 1) вода движется с повышенной скоростью и обгоняет нефть; 2) вода движется с той же скоростью, *что и нефть*; 3) вода поднимается вверх, образуя конусы обводнения.

С движением контурных и подошвенных вод связано обводнение нефтяных и газовых месторождений, для борьбы с которым приходится предусматривать специальные мероприятия. Различают два случая обводнения: 1) обводнение всего месторождения; 2) обводнение отдельных нефтяных скважин.

Обводнение всего месторождения при равномерном стягивании контура нефтеносности соответствует нормальным условиям эксплуатации месторождения, оно способствует максимальному извлечению нефти из пласта. Обводнение при неравномерном стягивании контура нефтеносности часто приводит к образованию так называемых «языков» обводнения, которые расчленяют нефтяную залежь на отдельные участки (блоки). То же самое происходит и при образовании конусов обводнения за счет подошвенных вод.

Обводнение отдельных нефтяных скважин может быть вызвано различными причинами, например захватом этих скважин языками и конусами обводнения, техническим состоянием скважин и т. п.

В нефтепромысловой практике выделяют следующие виды обводнения скважин [14]: 1) подошвенными и контурными водами скважин, расположенных близ контура нефтеносности; 2) контурными водами скважин, расположенных в пределах контура нефтеносности, в центральной части структуры; 3) нижними *и верхними пластовыми* водами по трубам и затрубному пространству; 4) обусловленное техническим несовершенством скважин.

Обводнение, не отвечающее нормальным условиям эксплуатации месторождения, *приводит к потере (оставлению) нефти в недрах Земли.*

Для уменьшения этих потерь необходимо управлять движением контурных и подошвенных вод, что достигается нормальной системой эксплуатации нефтяных и газовых месторождений. В общих чертах сущность этой системы сводится к следующему.

1. При эксплуатации пласта с водонапорным режимом отбор нефти должен быть равномерным, при этом необходимо, чтобы он производился при допустимых депрессиях пластового давления. При газонапорном режиме пласта эксплуатация должна вестись с сохранением соотношений в давлениях газа в газовой шапке и подземных вод, которые имели место до начала эксплуатации. При резкой дегазации нефтяной залежи в газовую шапку должна производиться закачка газа.

2. Во избежание образования языков контурных вод и конусов подошвенных вод в начальной стадии эксплуатации (*фонтанный период*) должен производиться ограниченный и равномерный отбор жидкости.

3. В конечной стадии разработки месторождения (насосный период), когда последнее в значительной части уже обводнено, должен производиться усиленный отбор нефти и воды (при глубоком спуске эксплуатационной колонны), что способствует захвату пластовыми водами нефти, оставшейся в отдельных участках пласта, возникших при расчленении его языками и конусами обводнения.

4. Для борьбы с языками обводнения, образующимися за счет контурных вод, можно производить откачку воды из специальных регулировочных скважин, проходимых в задних частях языков, что приводит к отрыванию последних от обводняемых нефтяных скважин.

Борьба с обводнением нефтяных скважин, обусловленным конусами подошвенных вод, производится путем: 1) бесконусной эксплуатации, при которой из нефтяных скважин одновременно откачиваются нефть и вода специальными двухступенчатыми насосами; 2) цементажа эксплуатационных скважин от нижней границы их перфорации до водоупорных пластов; 3) прекращения эксплуатации обводненной скважины на время, необходимое для естественного спада конуса.

Управление движением контурных вод осуществляется не только перечисленными, но и другими мероприятиями, в частности путем нагнетания воды в водяную часть нефтяного пласта через специальные нагнетательные скважины, т. е. посредством так называемого законтурного заводнения. Последнее в настоящее время применяется на многих нефтяных месторождениях СССР.

Известно, что при водонапорном режиме нефтяного пласта напор воды в последнем является главным источником энергии для продвижения нефти к скважинам. Однако при длительной эксплуатации глубокозалегающих пластов, имеющих отдаленные области питания, пластовое давление, определяемое напором пластовых вод, снижается, что приводит к падению дебита скважин и добычи нефти по всему месторождению.

Для поддержания пластового давления, а часто для искусственного повышения его и производится законтурное заводнение, т. е. нагнетание воды, забираемой насосами из поверхностных водотоков и водоемов или водозаборными скважинами из подрусловых потоков или других водоносных горизонтов, в специально оборудованные нагнетательные скважины, пробуренные за контуром нефтеносности.

А. Ф. Опалев [27] для поддержания пластового давления предложил использовать естественную энергию напорных вод (нижних или верхних пластовых). Для этого на месторождении пробуривают внутриконтурные или приконтурные водоподающие (нагнетательные) скважины, которые пересекают нефтяной пласт и углубляются в нижний водоносный горизонт (поддержание давления снизу вверх). Колонны обсадных труб против нефтеносного и водоносного пластов перфорируются. Через перфорированные интервалы вода из нижнего горизонта под естественным напором переливается в область контурных или подошвенных вод продуктивного пласта и при своем движении вместе с последними к забоям эксплуатационных скважин вытесняет и вымывает нефть из пор и трещин продуктивного пласта. Так как при эксплуатации нефтяных месторождений в эксплуатационных скважинах снижается пластовое давление на $\Delta p = p_{пл} - p_{заб}$, метод поддержания пластового давления за счет естественной энергии напорных вод может применяться не только снизу вверх, но и сверху вниз, а также одновременно — снизу вверх и сверху вниз. Эффективность этого метода находится в прямой зависимости от разности давлений в нижнем (или верхнем) пласте $p^{н}_{пл}$ и забойным $p_{заб}$ в нефтяной скважине.

Промышленное испытание метода, проведенное на Туймазинском и Покровском (Жигули) месторождениях, показало практическую возможность внедрения метода в технологию разработки месторождений. При этом оказалось, что пластовые воды обладают более высокими вытесняющей и вымывающей способностями. Гидродинамические расчеты, связанные с нагнетанием воды в нефтяные пласты, подробно рассматриваются в специальной литературе [5, 18, 21, 27, 28, 29].

Для проектирования законтурного заводнения, в том числе и рассмотренного выше метода, необходимы гидрогеологические данные (положение области питания пласта, связь контурных, верхних и нижних вод с этой областью, производительность водоносных горизонтов, физические свойства и химический состав

вод всех водоносных горизонтов и др.), данные о физических свойствах нефтяного пласта и водоносных горизонтов (проницаемости, пористости, трещиноватости и др.) и их строении, данные о пластовом давлении в продуктивных и водоносных горизонтах, схема расположения нагнетательных и нефтяных (эксплуатационных) скважин, зависящая в свою очередь от формы залежи, системы разработки, сведения о приемистости пласта и нагнетательных скважин и т. п.

Важное значение при заводнении имеют физические свойства и химический состав воды, закачиваемой в пласт. Для закачки могут применяться поверхностные и подземные воды, отвечающие следующим требованиям («Временные правила технической эксплуатации нефтяных и газовых месторождений», 1955 г.): 1) содержание механических примесей не должно быть более 1 мг/л; 2) вода не должна вызывать коррозию трубопроводов; 3) содержание железа в окисной форме не должно превышать 0,5 мг/л; 4) вода должна сохранять стабильность в пластовых условиях; 5) вода не должна содержать примесей нефти более 0,5 мг/л; 6) вода не должна содержать водорослей и микроорганизмов; 7) вода не должна снижать проницаемости пород продуктивного горизонта; 8) при содержании в воде растворенных H_2S, CO_2 она должна подвергаться аэрации.

Следует отметить также, что большую роль для управления движением контурных вод играют систематические наблюдения за продвижением водонефтяного контакта и контуров нефтеносности.

В настоящее время контроль за продвижением контура нефтеносности в процессе разработки месторождений осуществляется: 1) методом электрометрии и радиометрии; 2) гидродинамическими методами и по картам изобар; 3) по наблюдениям за динамикой обводнения эксплуатационных нефтяных скважин пластовой водой и, в частности, по картам обводнения месторождения; 4) по наблюдениям за изменением химического состава и свойств воды, извлекаемой вместе с нефтью; 5) по специальным картам и графикам, отражающим перемещение водонефтяного контакта за многолетний период эксплуатации месторождения и т. п.

§ 4. Режимы нефтегазоводоносных пластов

Подземные воды имеют большое значение для проектирования, освоения и эксплуатации нефтяных и газовых месторождений. Различные виды подземных вод играют положительную или отрицательную роль.

Грунтовые и трещинные напорные воды при недостаточной их изоляции могут оказать вредное влияние на бурение скважин, результаты их опробования и последующую эксплуатацию месторождения, так как прорывы трещинных вод в продуктивные пласты могут привести к отжатию нефти или газа от скважин, разобщению залежей на блоки, нарушению первоначального режима пласта и т. д. Наоборот, контурные (краевые) и подошвенные пластовые воды при правильной эксплуатации месторождения являются основным источником энергии пластов с водонапорным режимом, а верхние или нижние пластовые воды могут быть перекачаны в продуктивный пласт для поддержания в нем текущего пластового давления и его нефтеотдачи на заданном проектом разработки уровне.

Режим пласта определяется характером проявления движущих сил, обусловливающих приток жидкостей и газа к скважинам и зависящих от геологического строения, физико-химических свойств пласта и насыщающих его жидкостей и газа, условий разработки месторождения.

Главными источниками энергии нефтегазоводоносных пластов являются: 1) напор контурной (краевой) воды; 2) напор подошвенной воды; 3) напор газовой шапки; 4) давление растворенного в нефти газа после выделения его в свободную фазу; 5) упругость пласта и насыщающих его воды, нефти и газа; 6) сила тяжести.

В соответствии с доминирующей формой пластовой энергии, проявляющейся в процессе разработки месторождения, различают следующие режимы нефтеносных и газоносных пластов: для нефтеносных пластов — водонапорный (жесткий водонапорный), упругий (упруго-водонапорный и замкнуто-упругий), газонапорный (режим газовой шапки), режим растворенного газа, гравитационный; для газоносных пластов — газовый и газоводонапорный. Заметим, что упругие силы пласта при разработке его проявляются не только в пластах с упругим режимом,

но и в пластах с другими режимами, в которых главным источником энергии являются неупругие силы, например напор воды, газа и т. д.

При жестко-водонапорном режиме нефть, газ или вода, отбираемые из пласта буровыми скважинами, замещаются водой, поступающей из области питания или прилегающих участков пласта под влиянием перепада давления между начальным пластовым давлением в пласте и забойным в скважинах. Коэффициент нефтеотдачи при данном режиме достигает 0,8.

Упругий режим, являющийся фазой водонапорного режима, обусловливается сжимаемостью горной породы (пористой, трещиноватой) и расширением жидкости (воды, нефти) при снижении пластового давления в период откачки жидкости из скважины (или группы скважин). Снижение пластового давления при откачке приводит к сжатию породы и расширению насыщающей ее жидкости, что в соответствии с законом Гука и при условии, что пласт является упругой системой, выражается формулами

$$\frac{dV_в}{V_в} = -\beta_в\, dp; \qquad \text{(XIII-1)}$$

$$\frac{dV_н}{V_н} = -\beta_н\, dp; \qquad \text{(XIII-2)}$$

$$\frac{dV_п}{V_п} = \beta_п\, dp, \qquad \text{(XIII-3)}$$

где $V_в$, $V_н$, $V_п$ — соответственно объемы воды, нефти, породы до воздействия на пласт откачкой, м³; $\beta_в$, $\beta_н$, $\beta_п$ — коэффициенты расширения воды, нефти и сжатия породы, кгс/см²; для пресной воды $\beta_в = 4{,}5 \cdot 10^{-5}$, минерализованной $\beta_в = 2{,}8 \cdot 10^{-5}$; для нефти $\beta_н = (7 \div 30) \cdot 10^{-5}$; для песчаников и песчано-глинистых пород $\beta_п = (1{,}4 \div 1{,}7) \cdot 10^{-5}$; для карбонатных пород $\beta_п = (0{,}3 \div 2{,}0) \cdot 10^{-5}$; $dV_в$, $dV_н$, $dV_п$ — изменение объемов воды, нефти и породы при снижении пластового давления на dp.

Зная коэффициенты $\beta_в$, $\beta_н$ и $\beta_п$ и пористость (трещиноватость) горных пород, слагающих водяную и нефтяную части пласта, можно определить упругие запасы нефти в пределах зоны влияния скважин (или группы скважин) при снижении пластового давления на Δp по формуле

$$Q_у = \beta^*_н M_н F_н\, \Delta p, \qquad \text{(XIII-4)}$$

где $Q_у$ — упругие запасы нефти, м³; $\beta^*_н$ — коэффициент упругоемкости пласта, кгс$^{-1}\cdot$см² ($\beta^*_н = n\beta_н + \beta_п$; n — пористость, доли единицы); $M_н$ — мощность продуктивного пласта, м; $F_н$ — площадь нефтеносности в пределах влияния скважины (или группы скважин), м²; Δp — средняя депрессия в пределах влияния скважины (или группы скважин), кгс/см². Остальные обозначения те же, что и выше.

Коэффициент нефтеотдачи при упругом режиме колеблется в пределах 0,5—0,7.

При газонапорном режиме нефть к забоям скважины продвигается по пласту под влиянием напора газа газовой шапки. Эффективность данного режима зависит от соотношения размеров газовой шапки и залежи нефти, типа структуры, коллекторских свойств пласта. Наибольшая эффективность наблюдается в структурах с большими углами наклона пластов, высокой вязкостью нефти. Коэффициент нефтеотдачи при этом режиме колеблется в пределах 0,5—0,7.

При режиме растворенного газа нефть продвигается по пласту к забоям скважин под действием энергии пузырьков расширяющегося газа при выделении его из нефти. При таком режиме дебит и давление в процессе эксплуатации залежи непрерывно снижаются, при этом НКН остается неподвижным или внедряется в залежь незначительно. Режим растворенного газа характерен для месторождений, где пласты обладают фациальной изменчивостью, залежь приурочена к пологим структурам, в которых вертикальная проницаемость продуктивного пласта ниже горизонтальной. Этот режим может проявляться и в пластах с водо-

напорным или газонапорным режимом при высоких дебитах скважин, не соответствующих скорости движения контурных вод (коэффициент проницаемости водяной части пласта меньше, чем нефтяной). Коэффициент нефтеотдачи при этом режиме составляет 0,2—0,4.

При гравитационном режиме нефть по пласту к забоям скважин движется под влиянием силы тяжести. Встречаются напорно-гравитационный режим и режим со свободным зеркалом нефти. Первый наблюдается в структурах с крутыми углами падения пластов, сложенных высокопроницаемыми горными породами, второй — в пологозалегающих пластах с низким коэффициентом проницаемости горных пород. Коэффициент нефтеотдачи составляет 0,1—0,2. В конце эксплуатации месторождений нефти с высоконапорными режимами последние сменяются гравитационным режимом. Кроме рассмотренных основных режимов нефтегазоводоносных пластов могут быть смешанные режимы, в частности газоводонапорный.

Газоводонапорный режим наблюдается в структурах, в повышенных частях которых залегает газ, в средних — нефть и в пониженных — контурная вода. Разработка и гидродинамические расчеты месторождений с таким распределением в них воды, нефти и газа производятся так, как если бы вместо одной залежи были две самостоятельные, одна с водонапорным режимом, вторая — с газонапорным.

Главная задача при проектировании и расчетах сводится к определению местоположения на структуре последнего ряда скважин, к которому в конце эксплуатации месторождения одновременно должны подойти вода и газ. Коэффициент нефтеотдачи изменяется в пределах 0,5—0,7.

В газоносных пластах, как отмечалось выше, имеют место два режима — газовый и газоводонапорный. Первый характерен для залежей газа, приуроченных к линзам и пластам, имеющим ограниченное распространение; второй — к пластам, пониженные части которых являются водоносными, содержат краевые напорные воды. При одних и тех же геологических условиях и системе разработки при первом режиме количество извлекаемого из пласта газа будет меньше, так как при втором режиме к давлению газа в залежи прибавляется давление пластовой контурной воды.

Установление и анализ режимов нефтегазоводоносных пластов тесно связаны с гидрогеологическими, гидро- и термодинамическими исследованиями скважин и пластов. Эти исследования направлены на определение в пластах источников их энергии, к которым относятся различные виды давлений в пластах. В нефтепромысловой практике и нефтегазопромысловой гидрогеологии пользуются такими видами давлений: пластовое, гидростатическое, геостатическое, давления уплотнения и насыщения.

Под пластовым понимают давление, под которым находятся жидкости и газ в пласте (залежи). Начальное пластовое давление зависит от глубины залегания пласта, оно близко к гидростатическому и поэтому приближенно определяется по формуле

$$p = \frac{\gamma H}{10}, \qquad \text{(XIII-5)}$$

где p — пластовое давление, кгс/см²; H — высота столба воды в скважине, м; γ — удельный вес воды; 10 * — высота водяного столба (м), отвечающая давлению 1 кгс/см².

В большинстве нефтяных месторождений пластовое давление определяется глубиной залегания пластов и не превышает гидростатическое давление, выражаемое формулой (XIII-5). Встречаются нефтяные месторождения (Азербайджан, Туркмения, Западная Украина, Северный Кавказ и другие нефтеносные районы СССР), где пластовое давление превышает гидростатическое, т. е. наблюдается так называемое аномально высокое пластовое давление (АВПД). К АВПД относят давление, превышающее условное гидростатическое на 20% (до максимального значения удельного веса пластовой воды, равного 1,2). АВПД является следствием

* Точно 10,33.

многих факторов [разной плотности воды и нефти (газа), тектонических, фациальных, гидравлической связи верхних пластов с нижними, контурных и подошвенных вод с тектоническими, уменьшения пористости и проницаемости в процессе катагенеза, интенсивного *газообразования в пласте* и др.].

Значительно реже встречаются месторождения, где пластовое давление бывает ниже гидростатического. Оно возникает вследствие еще малоизученных причин (эрозии горных пород, залегающих над продуктивными пластами и др.).

Наиболее полно факторы, повышающие и снижающие пластовое давление, рассматриваются в работах А. Леворсена [20], Н. А. Еременко [6], Б. А. Тхостова [33], Р. М. Новосилецкого [25], К. А. Аникиева [2], Н. Г. Киссина [16], К. Бека, И. Высоцкого [3] и др.

Выделение зон АВПД при бурении скважин может производиться по методу ВНИГРИ, в основу которого положена формула *

$$d = \frac{\lg (R/60n)}{\lg (W/10D)}, \qquad \text{(XIII-6)}$$

где d — экспонента, безразмерная величина; R — механическая скорость бурения, м/ч; n — частота вращения ротора (долота), об/мин; W — осевая нагрузка на долото, тс; D — диаметр долота, дюймы.

Выделение кровли зоны АВПД при бурении скважин производится по излому линии изменения значений d с глубиной: в интервалах с нормальным гидростатическим давлением d по мере углубления скважины возрастает, при входе скважины в пласт с АВПД уменьшается значение d-экспоненты.

Различают статическое и *динамическое пластовые давления*; первое соответствует начальному давлению в пласте до ввода его в разработку, второе — установившемуся давлению в пласте в результате одновременно работающих и влияющих друг на друга скважин. Вполне очевидно, что при взаимодействии скважин *статическое давление* всегда будет больше динамического. Начальное пластовое давление для скважин, вскрывающих разные части нефтяного пласта, определяется по различным формулам.

1. Для нефонтанирующих и фонтанирующих скважин, вскрывающих водяную часть пласта, давление определяется соответственно по формулам (XIII-5) и (XIII-7):

$$p = \frac{\gamma_в H_{ф.с}}{10} + p_м, \qquad \text{(XIII-7)}$$

где $\gamma_в$ — удельный вес воды; $H_{ф.с}$ — глубина фонтанирующей скважины, м; $p_м$ — избыточное давление на устье скважины, кгс/см^2.

2. Для нефонтанирующих и фонтанирующих нефтяных скважин расчет давления производится по формулам

$$p = \frac{\gamma_н H_н}{10}, \qquad \text{(XIII-8)}$$

$$p = \frac{\gamma_н H_{ф.с}}{10} + p_м, \qquad \text{(XIII-9)}$$

где $\gamma_н$ — удельный вес нефти, г/см^3; $H_н$ — высота столба нефти в нефонтанирующей скважине, м; $H_{ф.с}$ — глубина фонтанирующей скважины, м; $p_м$ — избыточное давление на устье скважины, кгс/см^2.

3. Для скважин, вскрывающих газовую шапку, пластовое давление определяется по формуле

$$p = \frac{H_{г.с} P_м \delta_г}{7734} + p_м, \qquad \text{(XIII-10)}$$

---

* Метод предложен В. Е. Аронсоном, Ю. Ф. Клейносовым, Е. С. Роммом, Г. Р. Миркиным, В. И. Славиным.

где $H_{г.с}$ — глубина скважины, заполненной газом, м; $\delta_г$ — средний по стволу скважины удельный вес нефтяного газа относительно воздуха (принимается равным 0,606).

При проектировании разработки нефтяных месторождений, изучении режима пластов, проведении гидроразрыва пластов кроме пластового и забойного давлений определяют давление насыщения (критическое давление), геостатическое давление и давление уплотнения.

Давление насыщения — давление, выше которого смесь нефти и газа представлена жидкой фазой. Определяется по специальному графику, выражающему зависимость давления насыщения, растворимости газа и удельного веса нефти, или в лабораторных условиях на специальной установке. На графике давление насыщения находится по количеству растворенного газа в нефти (газовому фактору) и удельному весу ее (рис. XIII-4). Из определения давления насыщения следует, что разработка нефтяных пластов с водонапорным режимом в целях сохранения энергии и режима пластов, а следовательно, и их нефтеотдачи должна производиться при пластовых давлениях, превышающих давление насыщения. В противном случае водонапорный режим, обусловливающий высокий коэффициент нефтеотдачи, равный 0,8, может перейти в режим растворенного газа, при котором коэффициент нефтеотдачи снижается до 0,2—0,3.

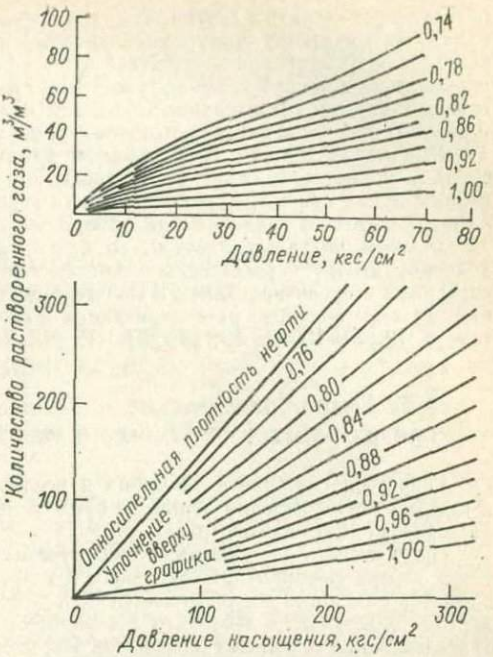


Рис. XIII-4. График зависимости давления насыщения от газового фактора.

Верхний график — деталь нижнего (белое пятно).

Для предотвращения нежелательного падения давления в проекте разработки предусматривается законтурное заводнение, а при больших площадях промышленной нефтеносности — приконтурное и внутриконтурное заводнение.

Геостатическое давление — давление, создаваемое весом горных пород; определяется по формуле

$$p_{гс} = \frac{\gamma_п H}{10}, \qquad \text{(XIII-11)}$$

где $\gamma_п$ — средний удельный вес породы в пределах высоты H; H — высота столба породы, принимаемая равной высоте столба жидкости в скважине, м.

Давление уплотнения — давление, которое уплотняет горные породы за счет уменьшения объема пор и выжимания жидкости из них при вскрытии пласта скважиной или другой выработкой. Определяется по формуле

$$p_у = p_{гс} - p, \qquad \text{(XIII-12)}$$

где $p_у$ — давление уплотнения, кгс/см²; $p_{гс}$ — геостатическое давление, кгс/см²; p — гидростатическое давление, кгс/см².

Режим нефтегазоводоносных пластов не остается постоянным во времени, он изменяется с изменением действующих сил, проницаемости пород, свойств нефти и воды, характера разработки и эксплуатации, искусственного воздействия на пласт и т. п. Поэтому в процессе эксплуатации месторождения один режим

пласта может перейти в другой. Так, для литологически экранированных залежей в ходе эксплуатации упруго-водонапорный режим может смениться гравитационным. Наоборот, при воздействии на истощенные в энергетическом отношении пласты, например путем законтурного или площадного заводнения или закачкой газа, достигается значительное повышение пластового давления, которое в некоторых случаях становится достаточным для фонтанирования насосных скважин.

Режим пластов вместе с режимом фильтрации, упругостью жидкостей и породы, сопротивлениями, возникающими в скважинах, определяют форму индикаторных кривых, характеризующих зависимость дебита скважин от понижения пластового давления или уровня жидкости в них.

Режимы нефтяных пластов, во многом зависящие от гидрогеологических условий, имеют первостепенное значение при гидродинамических расчетах, связанных с проектированием и эксплуатацией нефтяных и газовых месторождений. Расчеты подробно рассматриваются в специальных фундаментальных работах [5, 12, 18, 19, 21, 22, 28, 29].

§ 5. Гидрогеологические наблюдения и исследования при разработке нефтяных и газовых месторождений

Гидрогеологические наблюдения и исследования при разработке нефтяных и газовых месторождений являются продолжением предыдущих стадий освоения месторождений (поисков, разведки).

При бурении, опробовании и эксплуатации скважин производятся: 1) измерения дебита скважин по воде, нефти и газу; 2) измерения растворимости газа в нефти и пластовых водах; 3) измерение статических уровней в скважинах; 4) измерение пластового и забойного давлений; 5) измерение пластовых температур; 6) исследования отдельных интервалов вскрытого разреза с помощью испытателей пластов; 7) отбор проб контурных, подошвенных, верхних, нижних пластовых и трещинно-жильных вод на химический анализ и их газовый состав; 8) отбор проб нефти для химического анализа и выяснения состава растворенного в ней газа; 9) отбор проб газа для химического анализа; 10) наблюдения за выносом песчано-глинистых частиц вместе с нефтью; 11) наблюдения за соотношением воды и нефти, поступающих из эксплуатационных скважин.

Методика производства различных измерений и отбора проб, расчетов, графических построений (графиков, разрезов, карт), отражающих коллекторские свойства продуктивного пласта на месторождении, динамику отбора жидкости (газа), продвижение контурных вод, изменение температуры пласта, пластового и забойного давления, химического состава вод в процессе разработки месторождения, рассматривается в гл. II, т. 2 и в специальных пособиях и руководствах [4, 7, 9, 11, 15, 17, 21, 24, 31, 34 и др.].

В районах многолетней мерзлоты в комплексе с геологическими, геофизическими, гидрогеологическими, гидродинамическими исследованиями при бурении разведочных и эксплуатационных скважин на нефть и газ дополнительно проводятся мерзлотные (геокриологические) наблюдения и исследования с целью изучения мощности зоны многолетнемерзлых горных пород, ее строения, термического режима, влияния на бурение и устойчивость скважин, обустройство нефтегазопромыслов, строительство нефтегазопроводов и разработки вопросов мерзлотного прогноза на весь период эксплуатации месторождения. Мерзлотные (геокриологические) наблюдения и исследования имеют свои специфические особенности и выполняются в соответствии с рекомендациями НС ГКНТ СМ СССР по освоению нефтяных и газовых месторождений, подробно рассматриваются в специальной литературе [14, 18, 19, 30].

Раздел второй

ОСНОВЫ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ

ГЛАВА XIV

ОСНОВНЫЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

А. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ ДВИЖЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

§ 1. Законы фильтрации

Динамика подземных вод — наука, изучающая движение подземных вод в пористых и трещиноватых горных породах, слагающих водоносные горизонты и комплексы гидрогеологических структур (бассейнов, массивов и др.). В настоящее время динамика подземных вод изучает также процессы тепло- и массопереноса в горных породах, которые тесно связаны с решением вопросов загрязнения подземных вод в районах водозаборов и месторождений полезных ископаемых, с исследованием водно-солевого баланса при сельскохозяйственной мелиорации, обоснованием подземного сброса промышленных стоков и использованием тепла Земли, аккумулированного горными породами на больших глубинах.

Фильтрация в массивах зернистых и трещиноватых пород представляет собой весьма сложный процесс, так как поток является неравномерным и носит дискретный характер. В целях упрощения его изучения дискретный поток заменяется сплошным. В связи с этим скорость фильтрации в данной точке рассматривается как средняя для поля скоростей некоторого представительного элементарного объема, а давление в точке принимается как среднее для части этого объема, занятого жидкостью. Связь между скоростью фильтрации и действительной или истинной скоростью потока определяется по формуле

$$v' = v/n_a, \qquad \text{(XIV-1)}$$

где v' — *истинная скорость потока*, м/сек (м/сутки); v — *скорость фильтрации*, м/сек (м/сутки); n_a — активная пористость.

Активная пористость представляет собой отношение живого сечения потока к площади фильтрации.

Охарактеризованная выше замена дискретного потока сплошным возможна лишь для участков таких размеров, где допустимо осреднение параметров порового пространства. Для зернистых пород такое осреднение допустимо для небольших участков потока, размеры которых обычно исчисляются сантиметрами (песчаные породы) или десятками и реже сотнями сантиметров (гравийно-галечниковые отложения). Для трещиноватых пород размеры участков допустимого осреднения параметров потока существенно возрастают и исчисляются в зависимости от густоты трещиноватости метрами, десятками или сотнями метров, а для массивов неравномерно трещиноватых и закарстованных пород осреднение параметров оказывается возможным лишь в региональном плане.

Особенно сложным является процесс фильтрации в глинистых породах, что обусловлено высокой дисперсностью минералов, слагающих глину, физико-химическими процессами в породе и наличием связной воды на границе жидкой и твердой фаз.

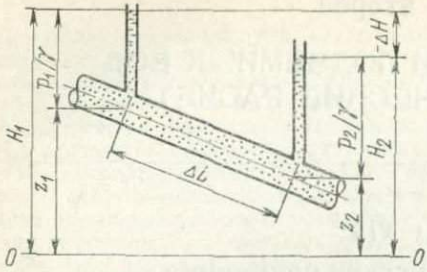


Рис. XIV-1. Схема изменения напоров в фильтрационной трубке.

Гидродинамический напор в потоке, как это впервые было установлено Д. Бернулли, выражается (рис. XIV-1) формулой

$$H_д = z + \frac{p}{\gamma} + \frac{v^2}{2g}, \quad \text{(XIV-2)}$$

где $H_д$ — гидродинамический напор, м; z — ордината точки, в которой определяется напор, м; p — давление в этой точке, тс/м²; γ — плотность жидкости, кг/м³ (т/м³); g — ускорение свободного падения, м/сек².

Принимая во внимание, что скорости потоков в условиях фильтрации относительно малы, отношением $V^2/2g$, характеризующим уровень кинетической энергии в данной точке, обычно можно пренебречь, хотя в отдельных случаях инерционные силы заметно проявляют себя. Роль инерционных сил начинает проявляться при повышении скоростей потоков, в особенности в породах, в которых неравномерность размеров пор относительно велика. Если пренебречь силами инерции, то гидродинамический напор заменяется гидростатическим напором H, характеризующим уровень потенциальной энергии в данной точке потока:

$$H = z + p/\gamma. \quad \text{(XIV-3)}$$

Линейный закон фильтрации. Основной движущей силой естественных фильтрационных потоков является сила тяжести (гравитации). Работа этих сил, т. е. потеря энергии, направлена на преодоление сил сопротивлений, зависящих от свойств пород и жидкости. В условиях ламинарного потока процесс фильтрации определяется законом Дарси, характеризующим линейную зависимость скорости фильтрации от потери напора вдоль потока, т. е.

$$v = -K \operatorname{grad} H = -K\, dH/dz = -KI, \quad \text{(XIV-4)}$$

где v — скорость фильтрации, м/сек (м/сутки); K — коэффициент пропорциональности, представляющий собой коэффициент фильтрации, м/сек (м/сутки); dH/dz — градиент напора — безразмерный параметр, характеризующий потерю напора на один метр фильтрационного потока; z — путь потока, м.

Знак минус перед формулой (XIV-4) указывает на то, что напор в направлении движения убывает.

Коэффициент фильтрации характеризует свойства породы и жидкости и соответствует скорости фильтрации при градиенте напора, равном единице. Зная коэффициент фильтрации, легко определить коэффициент проницаемости, характеризующий лишь свойства пород области фильтрации, т. е.

$$K_п = K\mu_п/\gamma, \quad \text{(XIV-5)}$$

где $K_п$ — коэффициент проницаемости, м² (дарси); γ — плотность жидкости кг/м³ (т/м³); $\mu_п$ — вязкость жидкости, сантипуаз; 1 дарси = $1{,}02 \cdot 10^{-12}$ м².

Таким образом, проницаемость пород измеряется квадратными метрами, а коэффициент проницаемости зависит не только от размеров пор, но и от структуры порового пространства.

Нарушение линейного закона фильтрации. Экспериментально установлено что при достаточно больших скоростях фильтрации наблюдаются отклонения от линейного закона фильтрации под влиянием дополнительных сопротивлений в потоке. В крупнозернистых, а также в трещиноватых и закарстованных породах эти явления наблюдаются при относительно меньших скоростях, чем в мелкозернистых. Природа этих явлений в настоящее время недостаточно выяснена. Попытки по аналогии с трубной гидравликой воспользоваться для оценки этих явлений соотношениями, позволяющими получить характеристики, подобные числам Рейнольдса, не дали желаемых результатов. Проведенный рядом исследователей анализ [47] показал, что в области нелинейности разброс критических

значений чисел Рейнольдса оказывается слишком большим и совмещения экспериментальных данных, полученных «на разных средах или даже на одинаковых средах, но с разной плотностью упаковки», получить не удалось [47]. Вероятно, аналогия между фильтрационным потоком и потоком жидкости в трубах является не вполне приемлемой, так как здесь имеет место взаимодействие двух процессов — повышение роли инерционной составляющей потока, влияние которой на процесс фильтрации не принимается в расчет, и собственно турбулентная составляющая, роль которой при фильтрации может проявиться при весьма больших скоростях потоков. В связи с этим имеющиеся в настоящее время зависимости для определения критической скорости фильтрации (скорости фильтрации, выше которой нарушается линейный закон) носят довольно условный характер и могут служить лишь для весьма грубых оценок.

М. Д. Миллионщиков [47] получил следующую зависимость для определения критической скорости фильтрации:

$$v_{кр} = \frac{\nu n_a^{1,5}}{5{,}65\sqrt{K_п}} \mathrm{Re}_{кр}, \qquad \text{(XIV-6)}$$

где $v_{кр}$ — критическая скорость фильтрации, м/сек (см/сек); ν — кинематическая вязкость жидкости, м²/сек (стокс); n_a — активная пористость; $K_п$ — коэффициент проницаемости, м² (см²); $\mathrm{Re}_{кр}$ — критическое число Рейнольдса.

В. Н. Щелкачев [57] предложил формулу

$$v_{кр} = \frac{n_a^{2,3}\nu}{10\sqrt{K_п}} \mathrm{Re}_{кр}. \qquad \text{(XIV-7)}$$

Ф. И. Котяхов [46] предложил выражение в виде

$$v_{кр} = \frac{n_a^{1,5}\nu}{\sqrt{K_п}} \mathrm{Re}_{кр}. \qquad \text{(XIV-8)}$$

Заметим, что структура формул (XIV-6)—(XIV-8) совершенно идентична. Эти формулы отличаются постоянными коэффициентами, степенями, в которые возводятся значения активной пористости, и предельными критическими числами Рейнольдса. Если кинематическую вязкость жидкости выражать в стоксах, скорость фильтрации в сантиметрах в секунду и коэффициент проницаемости в квадратных сантиметрах, то диапазон изменения критического числа Рейнольдса составляет по М. Л. Миллионщикову 0,022—0,29, по В. Н. Щелкачеву — 1—12, а Ф. И. Котяхов принимает это число в среднем равным 0,3. Расчеты по этим формулам дают существенные расхождения. Например, сравнение формул М. Д. Миллионщикова и Ф. И. Котяхова характеризуется следующим: при наименьших числах Рейнольдса отношение критической скорости фильтрации по М. Д. Миллионщикову и Ф. И. Котяхову равно 1 : 77, т. е. расхождение близко к двум порядкам, что очень велико. При верхнем пределе $\mathrm{Re}_{кр}$ соответствующее отношение критических скоростей примерно равно 1 : 6. Отношение критических скоростей фильтрации по формулам М. Д. Миллионщикова и В. Н. Щелкачева как для нижнего, так и для верхнего предела числа $\mathrm{Re}_{кр}$ примерно равно $0{,}04/n_a^{0,8}$. Таким образом, для активной пористости пород с $n_a = 0{,}01$ это отношение приближается к 4, а для $n_a = 0{,}02$ отношение примерно равно 2. Это означает, что с ростом активной пористости расхождение между формулами (XIV-6) и (XIV-7) заметно уменьшается.

Определенный интерес представляют экспериментальные лабораторные исследования, проведенные А. И. Абдулвагабовым [1], показавшим, что для разных пористых сред критические значения числа Рейнольдса могут различаться в 400 раз. Это еще раз показывает условность охарактеризованных выше, а также полученных другими авторами критических значений числа Рейнольдса и формул, в которые оно входит.

Основываясь на эмпирических положениях, Ф. Форхгеймер [50], М. Маскет [32], Г. Ф. Требин [49] и другие предложили двухчленную зависимость для гидравлического уклона, т. е.

$$I = Av + Bv^2, \qquad \text{(XIV-9)}$$

где A и B — размерные коэффициенты, определяемые экспериментально. Если скорость фильтрации выражена в метрах в секунду, то коэффициент A имеет размерность секунда на метр, а B — секунда в квадрате на метр в квадрате.

Теоретическое обоснование двучленной зависимости было дано Е. М. Минским [37]. Для линейного потока эта зависимость представляется в следующем виде:

$$-\frac{\partial H}{\partial x} = \mu_{\text{п}} \frac{v}{K_{\text{п}}} + \frac{\gamma v^2}{l} + \gamma \frac{\partial v}{\partial t}. \qquad \text{(XIV-10)}$$

Первое слагаемое в правой части уравнения (XIV-10) характеризует потерю напора по линейному закону. Второе слагаемое соответствует потерям инерционного характера, вызванным переменным сечением пор, т. е. непрямолинейностью их. В это слагаемое входит формальный коэффициент сопротивления, аналогичный коэффициенту извилистости и имеющий размерность длины. Еще работами Е. М. Минского [36] показано, что двучленный закон сопротивления является наиболее обоснованным и выполняется при всех числах Рейнольдса.

В условиях стационарного движения универсальное уравнение сопротивления согласно выражению (XIV-10) представляется в виде

$$\frac{\partial H}{\partial x} \cdot \frac{l}{\gamma v^2} = \frac{1}{\text{Re}^*} + 1, \qquad \text{(XIV-11)}$$

где $\text{Re}^* = \gamma \dfrac{UK_{\text{п}}}{\mu_{\text{п}} l}$ — универсальное число Рейнольдса; $\zeta^* = \dfrac{1}{Re^*} + 1$ — универсальный коэффициент сопротивления.

Согласно Е. М. Минскому, закон сопротивления можно приблизительно считать линейным, если $\text{Re}^* \ll 1$, и квадратичным при $\text{Re}^* \gg 1$.

Двучленный закон фильтрации получил широкое экспериментальное подтверждение [47], в связи с чем можно считать, что нарушение его является показателем изменения характеристик пористой среды или фильтрующейся жидкости.

Опыт изучения фильтрации в различных условиях, в том числе в трещиноватых и закарстованных породах, дает основание считать, что нарушение линейного закона обычно имеет локальный характер, т. е. проявляется в основном вблизи водоприемных устройств. В особенности это характерно для радиальных потоков, в которых скорость фильтрации сравнительно быстро убывает с удалением от центра водоотбора. Учитывая это обстоятельство, можно выделить в потоке два фрагмента — ближайший к водозабору, где линейный закон нарушен, и удаленный, где соблюдается линейный закон фильтрации. В таком случае формула дебита скважины в напорном потоке получает следующий вид [45]:

$$Q = \frac{2\pi K M S_0}{\ln \dfrac{R_{\text{п}}}{r_0} + \xi}, \qquad \text{(XIV-12)}$$

где Q — дебит скважины, м³/сек (м³/сутки); M — мощность водоносного пласта, м; S_0 — понижение уровня воды в скважине, м; $R_{\text{п}}$ — радиус питания потока, м; r_0 — радиус скважины, м;

$$\xi = (\alpha_{\text{нл}} - 1) \ln \frac{r_{\text{нл}}}{r_0}; \qquad \text{(XIV-13)}$$

$$\alpha_{\text{нл}} = \sqrt{\frac{r_{\text{нл}}}{S_{\text{н}}}} \cdot \frac{\ln \dfrac{r_{\text{нл}}}{r_0}}{\sqrt{\dfrac{r_{\text{нл}}}{r_0}} - 1}; \qquad \text{(XIV-14)}$$

$$S'_{\text{н}} = S_0 - \frac{Q}{2\pi K m} \ln \frac{R_{\text{п}}}{r_{\text{нл}}}; \qquad \text{(XIV-15)}$$

$r_{нл}$ — радиус участка потока, в пределах которого нарушается линейный закон фильтрации, м.

Анализ формулы (XIV-12) показал, что ошибка в определении дебита скважины, пробуренной в высокопроницаемых породах и при значительном водоотборе, не превышает 10—20%. Но даже при большом радиусе выработки (r_0 = = 100 м) и отборе нескольких кубометров воды в секунду погрешность за счет пренебрежения нелинейностью не превышает 20—25%.

Нарушение *линейного закона фильтрации наблюдается и при малых напорных* градиентах, что в особенности характерно для глинистых пород. Эти явления были обоснованы Н. Ф. Бондаренко и С. В. Нерпиным [9] вязкопластическим характером полярных жидкостей в тонкодисперсных средах. Ими было показано, что пластичновязкие свойства воды (рыхло связанная вода) обнаруживаются при толщине слоя воды около 10^{-7} м. Этим объясняется и начальный напорный градиент фильтрации в глинах. Экспериментальные исследования на глинах разного типа (монтмориллонитовые, каолинитовые), в разных условиях, выполненные Л. И. Кульчицким [29], показали, что начальный напорный градиент фильтрации зависит от многих факторов: качества и количества электролитов, температуры, уплотняющего давления, воздействия электрического и магнитного полей и др.

Как правило, монтмориллонитовые глины в сравнении с каолинитовыми обладали более высокими начальными напорными градиентами, но в зависимости от сочетания условий может быть и наоборот. При этом начальные напорные градиенты фильтрации в глинах могут исчисляться единицами, десятками и бо́льшими значениями. Исследования, проведенные во ВСЕГИНГЕО (А. М. Гольдберг с сотрудниками), показали, что монолитные глины практически водонепроницаемы для пресных вод. Хлоридные воды при повышенных температурах могут фильтроваться через эти же породы. В ряде условий массоперенос в глинах осуществляется по схеме гетерогенной системы — фильтрация жидкости по микротрещинам и соответственно конвективный перенос солей, а через плотные блоки глинистых пород солеперенос осуществляется путем диффузии. На больших глубинах под влиянием высоких температур и минерализации подземных вод (главным образом хлоридного состава) проницаемость глин повышается и роль конвективной составляющей в процессах массопереноса может повыситься. Вместе с тем пористость глин с глубиной уменьшается, что должно отразиться на уменьшении их проницаемости. Согласно исследованиям Л. Ф. Эзи [27], изменение пористости глинистых пород с глубиной характеризуется следующей зависимостью:

$$n_z = n_0 e^{-\alpha z}, \qquad \text{(XIV-16)}$$

где n_0 и n_z — соответственно пористость глин на поверхности и на глубине z, м; α — постоянная.

Затронутые выше вопросы нуждаются в дальнейшем более глубоком изучении.

Особенности осмотической фильтрации. Явление осмотической фильтрации установлено при наличии градиента концентрации солей, электрического и теплового поля. Этот процесс характеризуется формированием потока жидкости навстречу диффузионному потоку.

При наличии градиента концентрации солей скорость осмотической фильтрации по закону Вант-Гоффа пропорциональна градиенту концентрации солей. Электроосмотическая фильтрация проявляется в электрическом поле и рассматривается как результат воздействия электрического тока на двойной электрический слой, существующий на границе жидкой и твердой фазы [38, 22]. Скорость электроосмотической фильтрации пропорциональна градиенту электрического потенциала.

В глинах скорость электроосмоса является существенной и заметно превышает скорость фильтрации, но в породах с концентрированным поровым раствором, где подвижность катионов мала, электроосмос проявляется значительно слабее, чем в грунтах с малой концентрацией.

Электрические потенциалы и соответственно электроосмотические явления наблюдаются на границе двух растворов солей разной концентрации, когда

подвижность положительных и отрицательных ионов различна. Термоосмотическая фильтрация наблюдается при наличии градиента температуры в сторону ее падения и проявляется главным образом в ненасыщенных породах.

Фильтрация в трещиноватых породах. При изучении фильтрации в трещиноватых породах определенное значение имеет их схематизация. Различаются два типа таких пород: 1) собственно трещиноватые породы, когда проницаемость и емкость блоков, на которые разбита порода, принимаются равными нулю и процесс фильтрации обусловлен проницаемостью породы по трещинам и их емкостными свойствами, и 2) трещиновато-пористые породы, блоки которых обладают относительно высокой емкостью, но малой проницаемостью, а трещины в основном определяют проницаемость породы.

В большинстве случаев трещиноватая порода рассматривается как сплошная среда, обладающая непрерывными свойствами, причем, как уже отмечалось ранее, такая замена дискретной среды сплошной допустима лишь для достаточно крупных участков пород при учете высокой степени неравномерности их трещиноватости.

Процесс фильтрации для двух охарактеризованных типов пород не имеет существенных отличий в условиях установившегося движения, так как при этом в породах второго типа не происходит водообмена между блоками и трещинами.

В отличие от зернистых пород трещиноватые породы характеризуются более высокой сжимаемостью и изменением раскрытости трещин. Так как проницаемость отдельной трещины пропорциональна кубической степени ее раскрытия, то изменение давления в трещиноватой породе заметно сказывается на ее проницаемости. Наиболее полно этот вопрос был изучен Ю. П. Желтовым [24]. Им показано, что в отличие от пород с постоянной проницаемостью изменение давления приводит к изменению проницаемости трещиноватой породы, в связи с чем связь между изменением давления и дебита становится нелинейной; давление падает быстрее, чем нарастает дебит. Изменение проницаемости определяется при введении коэффициента δ. Учет этого обстоятельства осуществляется с использованием следующих зависимостей:

$$Q = a(\Delta H) + b(\Delta H)^2, \qquad \text{(XIV-17)}$$

где $a = \dfrac{2\pi KS}{\ln \dfrac{R_п}{r_0}}$; $b = a\delta/2$; Q — дебит скважины, м³/сек (м³/сутки); ΔH — изменение напора, м; K — коэффициент фильтрации породы при начальном давлении, м/сек (м/сутки); S — понижение напора, м; r_0 — радиус скважины, м; $R_п$ — радиус контура питания, м.

По данным А. Бана [7], коэффициент δ для скважин, из которых ведется откачка, равен 0,065—0,028.

В породах второго типа процесс фильтрации в условиях неустановившегося движения характеризуется существенными отличиями, обусловленными наличием «двойной пористости». Основные положения теории фильтрации в породах с «двойной пористостью» разработаны Г. И. Баренблаттом и Ю. П. Желтовым в 1960 г. [8]. При неустановившейся фильтрации изменение напора протекает более интенсивно в трещинах, чем в блоках, в связи с чем начинается переток воды из блоков в трещины под влиянием создавшейся разности напоров в блоках и трещинах. Продолжительность этого процесса тем больше, чем выше активная пористость пород блоков и относительная проницаемость трещин.

§ 2. Гидрогеологическая типизация потоков подземных вод, граничные и начальные условия

Схематизация гидрогеологических условий. Естественные и измененные под влиянием производственной деятельности потоки подземных вод характеризуются исключительно большим разнообразием, а во многих случаях и сложностью. Изучение их возможно лишь путем схематизации гидрогеологических условий, которая сводится к упрощению действительного процесса. При этом учи-

тывается неоднородность фильтрационных свойств пород в плане и в разрезе, граничные и начальные условия, причем особое значение имеют условия питания водоносного горизонта. Основной принцип схематизации потоков подземных вод заключается в пренебрежении факторами, мало влияющими на расход потока и изменение напоров в данной природной обстановке.

По своему характеру и сложности потоки разделяются на линейные (одномерные), плоские (двухмерные) в плане или в разрезе и пространственные (трехмерные).

Линейными называются потоки, изменяющиеся лишь в одном направлении. К ним может быть отнесен напорный поток в однородном пласте, ограниченный параллельным прямолинейным контуром питания и разгрузки. Линейным может, например, рассматриваться фрагмент однородного напорного потока, ограниченный породами разной проницаемости.

Плоскими называются потоки, изменяющиеся в одной плоскости. Во всех сечениях, параллельных этой плоскости, поток сохраняет свои параметры.

При расчетах водозаборов и дренажей, сооружаемых в плоских потоках подземных вод, реальные гидрогеологические условия сводятся к схемам, для которых имеются теоретические решения. Основными схемами являются: неограниченный в плане пласт — пласт, имеющий значительную площадь распространения и не получающий питания как сверху, так и снизу; полуограниченный в плане пласт — пласт, с одной стороны граничащий с областью стока, а с другой — с удаленной областью питания; пласт — полоса, заключенная между областью питания и областью стока с постоянным напором в них; полуограниченный пласт — пласт у реки, граничащий и гидравлически связанный с рекой, в которой напор при работе водозаборных и дренажных сооружений не изменяется во времени; пласт — полоса, заключенная между областью питания и областью стока, но при работе водозаборных и дренажных сооружений напоры на границах этих областей уменьшаются по мере развития депрессии во времени; пласт — полоса, заключенная между областью его питания с постоянным напором и контуром водонепроницаемых пород, на котором напор при работе водозаборных и дренажных сооружений постепенно уменьшается во времени; пласт — полоса, заключенная между двумя водонепроницаемыми контурами, не имеющая питания как сверху, так и снизу; пласт — круг, имеющий ограниченную площадь распространения, окруженный со всех сторон контурами питания (водоемы, высокопроницаемые водоносные породы); пласт — круг, имеющий небольшую площадь распространения, не получающий питания сверху и снизу и окруженный со всех сторон непроницаемыми горными породами.

Строго говоря, плоскими являются лишь напорные плановые потоки, но обычно к плоским в плане относят также и безнапорные потоки при условии, когда искривление линий тока в разрезе невелико или оно ограничивается лишь небольшой площадью. Таким образом, безнапорные потоки являются пространственными.

Аналогичным образом могут быть выделены двухмерные потоки в разрезе. В этом случае плоскими являются как напорные, так и безнапорные потоки. Примером могут служить схемы притока воды к несовершенным дренам как в однородном, так и в слоистом пласте.

К пространственным потокам относится большинство как естественных, так и искусственно созданных потоков подземных вод, изменяющихся во всех направлениях. Но обычно пространственные потоки схематизируются и приводятся или к плоским, или к линейным. В отдельных случаях в наиболее сложной зоне поток рассматривается как пространственный, а на участках, где упрощения допустимы, поток считается плоским, т. е. используются приемы комбинации пространственного и плоского потоков. Рассмотрение пространственных потоков является сложной задачей.

Граничные и начальные условия. Задание граничных и начальных условий осуществляется путем идеализации и схематизации естественных гидрогеологических условий, так как в природе границы водоносных пластов являются более сложными, чем на схеме. Подход к упрощению зависит не только от природной обстановки, но и от характера решаемой задачи. Например, в случаях, когда водоносный пласт контактирует с относительно малопроницаемыми породами,

схематизация сводится к замене малопроницаемых пород водонепроницаемыми. Если задача сводится к определению производительности водозабора, то охарактеризованная схематизация граничного условия дает некоторый запас в расчете. В случае когда требуется определение положения уровня воды вблизи этой границы, принятая схематизация граничного условия может оказаться неприемлемой, так как в зависимости от соотношения коэффициентов фильтрации пород уровень может расположиться заметно выше, чем это следует из принятой схематизации гидрогеологических условий.

Наибольшее значение имеет схематизация граничного условия на контуре питания, так как завышение или занижение питания потока наиболее сильно сказывается на схеме распределения напоров и соответственно на понижении уровня воды в водозаборном устройстве. Поэтому схематизация гидрогеологических условий на границе питания водоносного горизонта должна быть выполнена наиболее тщательно с ориентировочной оценкой погрешности за счет принятой схематизации граничного условия.

Рассмотрим способы задания важнейших граничных условий.

Граничные условия первого рода. В общем случае это условие записывается в виде

$$h\Big|_{y=y_0} = f(t) \quad \text{или} \quad S\Big|_{y=y_0} = f(t), \tag{XIV-18}$$

где h — напор, м; S — понижение напора, м; t — время, сек (сутки); y_0 — ордината, характеризующая положение, например, линейной границы, м.

Граничным условием первого рода задается закон изменения напора на границе во времени в виде некоторой функции $f(t)$. Обычно приходится иметь дело с границами, на которых сохраняется постоянство напора, и тогда граничное условие первого рода записывается в виде

$$h\Big|_{y=y_0} = \text{const}. \tag{XIV-18а}$$

Условие (XIV-18а) соблюдается на границе питания потока.

Постоянство напора может быть характерно также для границы потока со слоем относительно большой проницаемости (теоретически бесконечно большой проницаемости).

Граничное условие второго рода задается в виде закона изменения расхода потока во времени в данном месте, т. е.

$$Q\Big|_{y=y_0} = f(t), \tag{XIV-19}$$

где Q — расход потока, м³/сек (м³/сутки).

Примером такого граничного условия может служить задание функции изменения производительности водозабора во времени. В частном случае расход может задаваться в виде постоянной величины. Такое же условие характерно для поверхности грунтовых вод с равномерной и постоянной инфильтрацией атмосферных осадков. На границе потока с водоупором расход и соответственно напорный градиент равны нулю, что записывается в виде

$$\frac{\partial h}{\partial y}\Big|_{y=y_0} = 0. \tag{XIV-20}$$

Граничное условие третьего рода представляет собой линейную зависимость между напором и производной от напора по нормали к границе. Для иллюстрации в простейшем случае это граничное условие может быть представлено в виде

$$\frac{\partial H}{\partial z}\Big|_{z=m_0} = \frac{h_0 - h}{m_0}, \tag{XIV-21}$$

где m_0 — мощность относительно малопроницаемого слоя, отделяющего водоносный слой от дна реки, м; h_0 и h — напоры в кровле и подошве разделяющего слоя; z — ордината подошвы разделяющего слоя, м; начало координат помещается в кровле этого слоя.

Граничное условие четвертого рода характерно для потоков на границе слоев разной проницаемости. Для такой границы соблюдается равенство напоров в любой точке границы для обоих слоев и равенство нормальных скоростей фильтрации на этой границе для обоих слоев. Эти условия записываются в следующем виде:

$$h_1 \Big|_{y=y_0} = h_2 \Big|_{y=y_0}; \tag{XIV-22}$$

$$K_1 \frac{\partial h_1}{\partial y} \Big|_{y=y_0} = K_2 \frac{\partial h_2}{\partial y} \Big|_{y=y_0}, \tag{XIV-23}$$

где K_1 и K_2 — коэффициенты фильтрации пород одного и другого слоя, м/сек (м/сутки); h_1 и h_2 — напоры в соответствующих слоях, м.

Линии тока, проходящие под углом к границе между слоями разной проницаемости, претерпевают преломление, причем тангенсы углов, образуемых касательными к линиям тока в точках пересечения их с границами между слоями, обратно пропорциональны коэффициентам фильтрации пород слоев.

Граничные условия на свободной поверхности потока. При установившемся движении, когда инфильтрация отсутствует и влиянием капиллярной зоны допустимо пренебречь, можно считать, что траектории частиц жидкости на свободной поверхности потока являются линиями тока и давление на этой поверхности равно атмосферному, т. е. постоянной величине. При этом условии, если начало координат отсчитывается от статического уровня, имеем на свободной поверхности

$$S = z, \tag{XIV-24}$$

где z — ордината любой точки на свободной поверхности, м; S — понижение уровня воды в данной точке, м.

Границы жидкостей разной плотности. Примером является граница пресных и соленых вод. На такой границе создается разрыв напоров, и это условие записывается в виде [25]

$$H_с - H_п = \frac{\gamma_с - \gamma_п}{\gamma_п} z, \tag{XIV-25}$$

где $H_с$ и $H_п$ — напор на границе в соленых и пресных водах, м; $\gamma_с$ и $\gamma_п$ — плотность соленых и пресных вод, кг/м^3 (т/м^3); z — координата точки на границе раздела жидкостей, м.

Начальные условия характеризуют распределение напоров или скоростей фильтрации в стационарном потоке на момент до начала его возмущения. Например, для плоского потока начальное условие может быть записано в виде

$$H(x, y) \Big|_{t=0} = H_0(x, y), \tag{XIV-26}$$

где $H_0(x, y)$ — функция напоров в стационарном потоке на момент до начала его возмущения ($t = 0$).

Если в расчетах используется функция понижения напора относительно его положения на момент $t = 0$, то начальное условие может быть записано в виде

$$S(x, y) \Big|_{t=0} = 0. \tag{XIV-27}$$

§ 3. Основные дифференциальные уравнения фильтрации

Вывод дифференциальных уравнений фильтрации основан на рассмотрении баланса жидкости, массы или содержания солей в элементарном объеме.

В напорном неустановившемся потоке, например в условиях отбора воды, снижение напора в порах горной породы приводит к расширению воды и вместе

с тем к уплотнению породы. Так как скелет породы допускается несжимаемым, то уплотнение ее идет в основном за счет уменьшения пористости. Суммарный эффект от расширения воды и уменьшения объема пор служит, как впервые указано В. Н. Щелкачевым [58], источником питания подземных вод в данных условиях. Это питание носит объемный характер и пропорционально изменению напора в данной точке. Движение жидкости подчиняется линейному закону фильтрации.

При охарактеризованных условиях дифференциальное уравнение пространственной фильтрации в однородном пласте имеет следующий вид:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} = \frac{1}{a}\frac{\partial H}{\partial t}, \qquad \text{(XIV-28)}$$

где $H = H(x, y, z)$ — функция напора для рассматриваемого потока, м; t — время, сек (сутки); a — коэффициент пьезопроводности, м²/сек (м²/сутки).

Коэффициент пьезопроводности является характеристикой скорости изменения напора в пласте (см. гл. II). Он пропорционален коэффициенту фильтрации и обратно пропорционален коэффициенту упругоемкости водоносной породы. Поэтому чем больше коэффициент фильтрации, т. е. меньше внутреннее сопротивление породы, тем быстрее происходит изменение напора. Наоборот, чем больше упругая емкость породы, тем сильнее гасится изменение напора. Как показано В. Н. Щелкачевым [58],

$$a = K/\beta^*, \qquad \text{(XIV-29)}$$

где β^* — коэффициент упругоемкости породы, 1/м.

Для условий безнапорных вод можно использовать уравнение (XIV-28), задав при этом граничное условие на свободной поверхности, перемещающейся во времени. Задача эта является крайне сложной и не имеет решения.

Для плановой упругой фильтрации в однородном пласте входящее в уравнение (XIV-28) слагаемое $\partial^2 H/\partial z^2$ равно нулю и для этих условий уравнение получает следующий вид:

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} = \frac{1}{a}\frac{\partial H}{\partial t}. \qquad \text{(XIV-30)}$$

Для данных условий Ф. М. Бочевер по аналогии с безнапорными водами ввел понятие об упругой водоотдаче пласта μ^*, являющейся также безразмерной величиной. Таким образом, коэффициент пьезопроводности выражается в виде

$$a = KM/\mu^*, \qquad \text{(XIV-31)}$$

где M — мощность водоносного пласта.

Для осесимметричного напорного потока имеем

$$\frac{\partial^2 H}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial H}{\partial r} = \frac{1}{a}\frac{\partial H}{\partial t}. \qquad \text{(XIV-32)}$$

В безнапорных условиях дифференциальные уравнения становятся нелинейными, так как вместо напора H в них входит h^2, т. е. квадрат переменной мощности водоносного слоя при условии, что его подошва является горизонтальной. Решение этих уравнений для безнапорных условий осуществляется путем их линеаризации. Наметились два подхода к их линеаризации: а) путем введения искомой функции $h^2/2$ (способ Веригина—Багрова) и б) путем введения в расчет средней мощности водоносного слоя $h_{ср}$ за рассматриваемый отрезок времени.

Первый подход приемлем при горизонтальной подошве водоносного слоя и достаточной его однородности. В условиях, когда водопроводимость водоносного слоя в естественных условиях подвержена заметным изменениям, более приемлемым является второй способ линеаризации.

Принимая во внимание, что упругая водоотдача на несколько порядков меньше естественной водоотдачи пород, в том числе и для трещиноватых пород, в безнапорных условиях допустимо пренебречь их упругой водоотдачей. Расчет коэффициента уровнепроводности производится по формуле (XIV-31), в которой M заменяется на $h_{ср}$, а μ^* на $\mu_в$ — коэффициент водоотдачи пород.

Для линейного потока уравнение (XIV-28) приводится к простейшему виду у

$$\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} = \frac{1}{a}\frac{\partial h}{\partial t}. \qquad \text{(XIV-33)}$$

В условиях установившегося движения $\partial H/\partial t = 0$, т. е. в приведенных выше дифференциальных уравнениях правые части обращаются в нуль и решение их в определенной мере упрощается.

В слоистых толщах гидромеханическое рассмотрение фильтрационных задач может быть осуществлено путем решения системы уравнений. К ним относятся: а) дифференциальные уравнения, составляемые для каждого слоя в отдельности; б) уравнения, соответствующие граничным условиям четвертого рода для контактов между слоями разной проницаемости; в) уравнения, соответствующие другим граничным условиям водоносной толщи, и г) уравнение для начального условия.

Таким образом, число уравнений становится равным числу неизвестных и решение задачи оказывается принципиально возможным. Но такой подход к решению этих задач оказывается весьма сложным и в настоящее время этим путем получены лишь единичные решения. К тому же при трех и большем числе слоев количество переменных, входящих в решения, становится значительным и табулирование их затруднительно.

В настоящее время дифференциальные уравнения фильтрации для слоистых систем существенно упрощаются благодаря использованию предпосылки Гиринского—Мятиева. Она заключается в допущении, что в горизонтальнослоистой толще пород в относительно хорошо проницаемых слоях поток является горизонтальным, а в малопроницаемых — вертикальным. Благодаря этому, например, для слоистой толщи, состоящей из двух хорошо проницаемых слоев, разделенных малопроницаемым слоем, число дифференциальных уравнений равно двум. При этом каждое уравнение содержит слагаемое, характеризующее переток или подток воды из одного слоя в другой через относительно малопроницаемый слой. Следуя Ф. М. Бочеверу [11], эти уравнения при допущении, что пренебрегается упругой водоотдачей разделяющего слоя, записываем в следующем виде:

$$a_1\left(\frac{\partial S_1}{\partial x^2} + \frac{\partial S_1}{\partial y^2}\right) - b_1(S_1 - S_2) = \frac{\partial S_1}{\partial t}; \qquad \text{(XIV-34)}$$

$$a_2\left(\frac{\partial S_2}{\partial x^2} + \frac{\partial S_2}{\partial y^2}\right) - b_2(S_2 - S_1) = \frac{\partial S_2}{\partial t}, \qquad \text{(XIV-35)}$$

где $b_1 = K_0/m_0\mu_1^*$, $b_2 = K_0/m_0\mu_2^*$; a_1 и a_2 — коэффициенты пьезопроводности верхнего и нижнего водоносных слоев, м²/сек (м²/сутки); μ_1^* и μ_2^* — коэффициенты упругой водоотдачи верхнего и нижнего водоносных слоев; S_1 и S_2 — понижения напора в верхнем и нижнем слоях, м; K_0 — коэффициент фильтрации среднего (малопроницаемого) слоя, м/сек (м/сутки).

Следуя представлению о «двойной пористости» ряда разновидностей трещиноватых пород, Г. И. Баренблатт и Ю. П. Желтов [8] предложили систему дифференциальных уравнений, характеризующих систему из двух пористых сред (I, II) с различной проницаемостью и емкостью. В условиях неустановившегося движения происходит переток из одной среды (с высокой емкостью и малой проницаемостью) в другую среду (с высокой проницаемостью и малой емкостью). Эта система двух уравнений имеет следующий вид:

$$\left.\begin{aligned} \frac{K_1}{\mu_\text{п}}\Delta H_1 &= (\beta_1 + n_1\beta_\text{ж})\frac{\partial H_1}{\partial t} - \alpha(H_2 - H_1); \\ \frac{K_2}{\mu_\text{п}}\Delta H_2 &= (\beta_2 + n_2\beta_\text{ж})\frac{\partial H_2}{\partial t} + \alpha(H_2 - H_1), \end{aligned}\right\} \qquad \text{(XIV-36)}$$

где H_1 и H_2 — напоры в средах I и II, м; K_1 и K_2 — проницаемость сред I и II, м² (дарси); n_1 и n_2 — пористость в средах I и II; $\mu_\text{п}$ — вязкость жидкости, сантипуаз; β_1, β_2, $\beta_\text{ж}$ — сжимаемость пород сред I, II и жидкости; Δ — символ опера-

тора Лапласа; α — безразмерный коэффициент, характеризующий интенсивность водообмена между разными средами.

$$\alpha \approx K_2\delta^2 \approx K_2/l^2, \qquad \text{(XIV-37)}$$

где σ — удельная поверхность трещины, м^2; l — средний размер отдельного блока, м.

В условиях достаточно плавного изменения напора интенсивность притока можно считать не зависящей от времени, т. е. процесс принимает квазистационарный характер. Тогда выражение для интенсивности перетока будет

$$q = \frac{\gamma\alpha}{\mu_п}(H_2 - H_1). \qquad \text{(XIV-38)}$$

В случаях, когда проницаемость породы за счет ее трещиноватости существенно больше по сравнению с проницаемостью пород блоков ($K_1 \gg K_2$) и пористость за счет трещиноватости весьма мала по сравнению с пористостью пород в блоках ($n_1 \ll n_2$), то в системе уравнений (XIV-36) можно принять $n_1 \approx 0$ и $K_2 \approx 0$. Тогда

$$\frac{\partial H_1}{\partial t} - \eta\frac{\partial(\Delta H_1)}{\partial t} = a\Delta H_1; \qquad \text{(XIV-39)}$$

$$a = \frac{K_1}{\mu_п(\beta_2 + n_2\beta_ж)}; \qquad \eta = \frac{K_1}{\alpha} = \frac{K_1}{K_2}l^2. \qquad \text{(XIV-40)}$$

При $\eta \to 0$ эффект двойной пористости становится неощутимым и фильтрация приобретает характер фильтрации в обычной пористой среде. По оценкам, данным в работе [7], коэффициент η меняется в широких пределах — от 10^{-4} до 10^5 м^2.

Время запаздывания, в течение которого переток из одной среды в другую завершается,

$$\tau = \eta/a. \qquad \text{(XIV-41)}$$

По истечении этого времени фильтрация может рассчитываться по уравнениям для пористой среды.

Особенности деформации пород в процессе фильтрации. Как показано В. Н. Щелкачевым [57, 58], приток жидкости в водозаборные устройства является результатом не только расширения воды, но и уменьшения объема пор в породе. При этом деформация породы является результатом лишь изменения объема пор и деформации скелета породы. Необходимо дифференцированно рассмотреть изменения объема воды и изменение объема пор в породе. В гидрогеологической литературе эти вопросы освещались Ф. М. Бочевером [11], В. М. Шестаковым [55] и другими.

Изменение плотности воды на основе закона Гука выражается в виде

$$\gamma = \gamma_0 \exp\left(\frac{p - p_0}{E_в}\right) \approx \gamma_0\left(1 + \frac{p - p_0}{E_в}\right), \qquad \text{(XIV-41a)}$$

где γ — плотность воды при давлении p; γ_0 — начальная плотность; p_0 — начальное давление, м вод. ст.; $E_в$ — модуль упругости воды.

При рассмотрении деформации пород можно исходить из линейной зависимости между деформациями и напряжениями в породе, причем вместо модуля упругости целесообразно пользоваться модулем деформации, определяемым по следующей зависимости:

$$E_д = \frac{1 + \varepsilon_0}{a_к}, \qquad \text{(XIV-42)}$$

где ε_0 — *начальный* коэффициент пористости, т. е. отношение объема пор к объему скелета породы; $a_к$ — коэффициент уплотнения пород, определяемый по данным компрессионных испытаний.

Но обычно деформация пород является результатом изменения в основном ее пористости, так как деформацией скелета породы в большинстве случаев можно пренебречь.

Изменение пористости зависит от среднего нормального напряжения в скелете породы (имеется в виду некоторая часть напряжения, связанная с изменением нагрузки на пласт), т. е.

$$\sigma = p_{в.н} + p_{гр.в} + p_д - p, \qquad (XIV\text{-}43)$$

где $p_{в.н}$ — давление, обусловленное внешней нагрузкой на водоносный пласт; $p_{гр.в} = (\Delta_{ск} - \Delta_в)\,h$ — давление, обусловленное собственным весом пород пласта с учетом веса вытесненной им воды ($\Delta_{ск}$ и $\Delta_в$ — объемный вес скелета и воды); $p_д$ — гидродинамическое давление; p — давление воды в породе («поровое давление»).

Если исходить из условия постоянства внешней нагрузки $p_{в.н}$ и гидродинамического давления, то, согласно В. Н. Щелкачеву [58], расход за счет упругости пород и воды равен

$$Q_{упр} = V\left(\frac{n_0}{E_в} + \frac{1}{E_д}\right)\frac{\partial p}{\partial t}, \qquad (XIV\text{-}44)$$

где n_0 — начальная пористость пород.

В то же время, следуя Ф. М. Бочеверу [11], можно написать

$$Q_{упр} = \mu^* \frac{\partial V_{п.в}}{\partial t}; \qquad (XIV\text{-}45)$$

$$\mu^* = \Delta_в \beta^* m; \qquad (XIV\text{-}46)$$

$$\beta^* = n_0/E_в + (1 - n_0)\,a_к, \qquad (XIV\text{-}47)$$

где $V_{п.в}$ — объем пьезометрической воронки депрессии, м³; μ^* — коэффициент упругой водоотдачи пород; m — мощность водоносного пласта, м; β^* — коэффициент упругоемкости пласта, 1/(кгс/см²); $a_к$ — коэффициент уплотнения пород.

Для трещиноватых пород коэффициент упругоемкости составляет 10^{-4}—10^{-6} см²/кг, а модуль упругости таких пород $E_д \approx 10^5 \div 10^6$ кгс/см².

В водоносных горизонтах, сложенных рыхлыми породами, коэффициент уплотнения $a_к$ при давлениях 1—5 кгс/см² обычно находится в пределах 10^{-3}—10^{-4} кгс/см².

Коэффициент объемного сжатия пресной воды $\beta_в = 4{,}75 \cdot 10^{-5}$ 1/(кгс/м²), а для минерализованной воды $\beta_в$ определяется по формуле В. Н. Маммуны:

$$\beta_в = 4{,}75 \cdot 10^{-5} - 7{,}15 \cdot 10^{-8} M_с/\gamma, \qquad (XIV\text{-}48)$$

где $M_с$ — общая минерализация воды, г/л.

В. М. Шестаков получил дифференциальное уравнение фильтрации планового напорного потока с учетом изменения внешнего давления на кровлю пласта во времени [55]. Для однородного пласта это уравнение имеет следующий вид:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = a\left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2}\right) + \alpha_р v_к; \qquad (XIV\text{-}49)$$

$$a = \frac{Km}{\mu^*} = \frac{K(1+\varepsilon)}{\gamma(a_к + \varepsilon\beta_в)}; \qquad (XIV\text{-}50)$$

$$\alpha_р = \frac{a_к}{a_к + \varepsilon\beta_в}; \qquad (XIV\text{-}51)$$

$$v_к = \frac{1}{\gamma}\frac{\partial p_к}{\partial t}, \qquad (XIV\text{-}52)$$

где $\beta_в$ — коэффициент сжимаемости воды; $\partial p_к/\partial t$ — скорость изменения давления на кровлю пласта.

Входящий в уравнение (XIV-49) член $\alpha_р v_к$ В. М. Шестаков назвал «упругой инфильтрацией», основываясь на аналогии с соответствующим дифференциаль-

ным уравнением, учитывающим питание подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Важно иметь в виду, что *гистерезисный характер закона сжимаемости горных* пород приводит к тому, что коэффициент пьезопроводности в некоторой мере зависит от знака изменения давления.

Осадка поверхности Земли при упругом режиме фильтрации характеризуется следующим выражением [55]:

$$\Delta M = \frac{M_0}{1 + \varepsilon_0} \Delta\varepsilon, \tag{XIV-53}$$

где ΔM — осадка кровли пласта (осадка поверхности Земли принимается равной осадке кровли пласта), м; M_0 — начальная мощность пласта, м; ε_0 — начальный коэффициент пористости пород; $\Delta\varepsilon$ — закон изменения коэффициента пористости; при наличии внешней нагрузки

$$\Delta\varepsilon = -a_к \Delta p_н; \tag{XIV-54}$$

$$p_п = p_к - p. \tag{XIV-55}$$

При отсутствии изменения внешнего давления на кровлю пласта

$$\Delta p_п = -\Delta p = \gamma \Delta H \tag{XIV-56}$$

и выражение (XIV-53) приводится к виду

$$\Delta M = \frac{\gamma a_к M_0 \Delta H}{1 + \varepsilon_0}. \tag{XIV-57}$$

Влияние на пьезометрическую поверхность напорных водоносных горизонтов изменения внешнего давления зафиксировано в ряде случаев. В частности, изменение уровней воды в скважинах наблюдалось в связи с землетрясениями, *прохождением поездов, изменением уровня воды в поверхностных водоемах* (при паводках), при изменении атмосферного давления. Если допустить, что изменение атмосферного давления прямо передается на кровлю пласта (в ряде случаев это не так, так как водонепроницаемые слои являются упругими и в какой-то мере «гасят» передачу давления; этот процесс усложняется в результате неравномерности упругих свойств слабопроницаемых пород разреза), то

$$v_к = v_а = \frac{1}{\gamma} \frac{\partial p_а}{\partial t}, \tag{XIV-58}$$

где $v_к$ — скорость изменения напора на кровлю пласта; $p_а$ — атмосферное давление.

Так как изменение атмосферного давления может быть принято одинаковым на широкой площади, то производными по осям x и y можно пренебречь. Это позволяет написать

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \alpha_р v_а; \tag{XIV-59}$$

или

$$\Delta H = \alpha_р \frac{\Delta p_а}{\gamma}. \tag{XIV-60}$$

Подробнее см. в работе [55].

§ 4. Сведения о методах решения фильтрационных задач

В настоящее время применяется ряд методов для решения фильтрационных задач. Наибольшее развитие получили гидромеханические методы, которые могут быть разделены на две большие группы.

1. Одна группа методов базируется на аналитических приемах, разработанных при решении задач математической физики и кратко изложенных в работе

А. В. Лыкова [31]. К ним же относятся методы решения уравнений фильтрации с помощью электронно-вычислительных машин (ЭВМ).

2. *Другая группа методов использует приемы* моделирования процесса фильтрации с помощью различных устройств (математическое, физическое и др.).

Непосредственное решение дифференциальных уравнений в частных производных обычно сопряжено с большими трудностями и для этой цели используются различные методы, из них назовем некоторые, получившие наибольшее развитие. *Например*, при решении плоских задач установившейся фильтрации широко применяется метод конформных отображений. Сущность этого метода состоит в том, что рассматриваемая область фильтрации с заданными границами конформно (с сохранением ортогональности линий токов линиям равного напора) отображается в новую область фильтрации, для которой решение поставленной задачи известно [43].

Ряд плоских и пространственных задач решен *методом отображения и сложения* течений к источникам и стокам. С указанной целью подбираются такие расположение и производительность источников и стоков в однородном водоносном пласте, при которых удовлетворяются граничные и начальные условия рассматриваемой задачи. Например, для получения функции напора вокруг стоков в *полуплоскости, ограниченной контуром питания*, следует сток (с производительностью, равной производительности скважины) отобразить от контура питания и в точке отображения поместить источник с дебитом, равным по абсолютному значению дебиту стока и обратным по знаку, а затем сложить функции напоров для стока и источника. Если в точке отображения вместо источника поместить сток с одинаковым дебитом, то вместо контура постоянного напора получим водонепроницаемый контур. При использовании этого метода для рассмотрения слоистых водоносных толщ задача заметно усложняется.

Для решения задач неустановившейся фильтрации широко применяются так называемые операционные методы (интегрального преобразования Лапласа). Смысл этих приемов состоит в том, что путем интегрального преобразования уравнение в частных производных приводится к обыкновенному дифференциальному уравнению, решение которого известно. Покажем это на примере одномерного потока, характеризующегося уравнением

$$\frac{\partial^2 S(x,\ t)}{\partial x^2} = \frac{1}{a}\,\frac{\partial S(x,\ t)}{\partial t}. \qquad \text{(XIV-61)}$$

Умножим обе части уравнения (XIV-61) на e^{-pt} и проинтегрируем по t в пределах от 0 до ∞.

$$\int_0^\infty \frac{\partial^2 S}{\partial x^2}\, e^{-pt}\, dt = \frac{1}{a}\int_0^\infty \frac{\partial S}{\partial t}\, e^{-pt}\, dt. \qquad \text{(XIV-62)}$$

Принимая во внимание, что t и x независимые переменные, при $t = 0$, $S = 0$ получим обыкновенное дифференциальное уравнение второго порядка с постоянными коэффициентами в виде

$$\frac{d^2\overline{S}(x,\ p)}{dx^2} - \frac{p}{a}\,\overline{S}(x,\ p) = 0. \qquad \text{(XIV-63)}$$

Заметим, что преобразованная функция (XIV-63) зависит от x и p. Но рассматривая p как параметр, можно считать, что функция S зависит от одной переменной x, и это позволяет записать вместо частной производной полную. Функция $S(x,\ t)$ называется оригиналом, а функция $\overline{S}(x,\ p)$ — изображением.

Уравнение (XIV-63) можно решить с учетом граничных условий и таким образом найти изображение. Нахождение оригинала по изображению обычно осуществляется с помощью специальных таблиц.

Для решения задач динамики подземных вод Г. Н. Каменский [26] предложил использовать метод конечных разностей, основанный на дискретизации потока и последовательного рассмотрения процесса фильтрации от участка

к участку. В настоящее время конечно-разностные уравнения используются при решении задач на сеточных машинах [25], а также с помощью ЭВМ.

Группа методов, основанных на аналоговом моделировании, получила широкое распространение для решения общих задач фильтрации, изучения процессов фильтрации в натурных условиях. К ним относится метод электрогидродинамических аналогий (ЭГДА), а также сеточные модели. Некоторое значение имеют щелевой лоток и грунтовые лотки.

Метод ЭГДА нашел основное применение в связи с гидротехническим строительством. Особенность метода заключается в том, что в отличие от сеточных устройств модель является сплошной. Используется она главным образом для моделирования установившейся фильтрации, причем определенный интерес этот метод представляет для изучения пространственных потоков. Метод ЭГДА может быть применен и для моделирования неустановившейся фильтрации. При этом в основу кладется принцип смены стационарных состояний, т. е. должен соблюдаться баланс между количеством отбираемой воды и количеством воды, получаемой из пласта в результате снижения напора по площади. Метод ЭГДА широко освещен в литературе, и в частности описан в работе [25].

Сеточные модели представляют большой интерес для решения гидрогеологических задач. Наибольшее развитие получили электрические сеточные устройства по сравнению с гидравлическими (типа гидроинтегратора В. С. Лукьянова). В сеточных машинах сочетаются принципы счетно-решающих и моделирующих устройств.

Рассматривая электроинтеграторы как счетно-решающие устройства, можно свести их действие к автоматическому решению тех или иных конечно-разностных дифференциальных уравнений при заданных начальных и граничных условиях. С другой стороны, сеточные машины могут рассматриваться как аналоговые машины, так как имеется известная аналогия между явлением фильтрации жидкости и электрическими явлениями в узлах машины. В узлах сеток электроинтеграторов сосредоточены электрические сопротивления, соответствующие фильтрационным сопротивлениям в потоке. Электрические сеточные модели позволяют решать широкий круг задач для условий как установившегося, так и неустановившегося движения.

Для моделирования неустановившейся фильтрации на электрических сеточных машинах наметились два подхода. Один связан с применением сеток *RC*, т. е. с подключением к узловым точкам наряду с электрическими сопротивлениями также и конденсаторов с определенной емкостью. В таком случае время является непрерывным, а не дискретным. В связи с этим погрешность моделирования зависит только от погрешности сетки электрических сопротивлений (если не считать приборной погрешности, связанной с неточностью в подборе емкостей).

Другой подход (метод Либмана) основан на использовании сеток *RR*. В этом случае вместо емкости в узловую точку подключается так называемое «временное» сопротивление, которое увеличивается с течением времени.

Моделирование на сеточных электрических машинах описано в литературе, и в частности в работе [25]. Гидравлический интегратор В. С. Лукьянова служит для решения уравнений теплопроводности. Здесь к узловым точкам модели подключены гидравлические сопротивления, а емкостями служат сосуды, подключенные к гидравлическим сопротивлениям в узловых точках. Число узловых точек обычно ограничивается первыми сотнями, а работа на этом приборе несколько сложнее, чем на электроинтеграторе.

Щелевой лоток основан на аналогии, существующей между плоской ламинарной фильтрацией жидкости в горной породе и ламинарным движением жидкости в капиллярной щели между плоскими параллельными пластинами. Основные положения моделирования фильтрации в щелевом лотке разработаны В. И. Аравиным в 1938 г. С помощью щелевого лотка имеется возможность осуществлять моделирование, а также исследования фильтрации жидкостей различной плотности на сплошной модели [5] в условиях установившегося и неустановившегося движения. В принципе имеется также возможность моделировать и изучать фильтрацию жидкостей с различной вязкостью. Для моделирования фильтрационного потока в щелевом лотке необходимо соблюдение геометрического подобия фильтрационного потока и потока в щели.

Расход потока в натуре по данным определения расхода потока в модели вычисляется по формуле

$$q_{\text{ф}} = \lambda_a \frac{3\nu K_{\text{п}}}{2ga_{\text{л}}^3} q_{\text{м}}, \qquad \text{(XIV-64)}$$

где $q_{\text{ф}}$ — единичный расход натурного фильтрационного потока, м²/сек (м²/сутки); $q_{\text{м}}$ — то же, для потока в модели, м²/сек (м²/сутки); λ_a — линейный масштаб модели; ν — кинематический коэффициент вязкости жидкости, м²/сек; $K_{\text{п}}$ — коэффициент проницаемости пород в натуре, м²; g — ускорение свободного падения, м/сек²; $a_{\text{л}}$ — половина ширины щели, м.

Масштаб времени λ_t, т. е. отношение времени в натуре и в модели, определяется по соотношению

$$\lambda_t = \frac{\mu\lambda_a}{\lambda_{\text{к}}}, \qquad \text{(XIV-65)}$$

где μ — водоотдача пород; $\lambda_{\text{к}}$ — масштаб проницаемости, т. е. отношение проницаемости пород в натуре к проницаемости щели в модели;

$$\lambda_{\text{к}} = \frac{3\nu K_{\text{п}}}{ga_{\text{л}}^2}. \qquad \text{(XIV-66)}$$

Грунтовые лотки в настоящее время используются для изучения физических процессов, наблюдающихся при фильтрации и работе фильтров (суффозия, формирование естественного фильтра, кольматация пород и др.). Грунтовые лотки потеряли значение для моделирования натурных фильтрационных потоков.

Для решения фильтрационных задач используются некоторые приближенные методы, которые кратко характеризуются ниже.

Метод последовательной смены установившихся состояний. Метод основан на допущении, что в каждый момент времени поток может быть разбит на две зоны: одну, ближайшую к водозабору, где напоры в процессе откачки снизились, и другую, где нарушение первоначального потока не наступило. Принимается, что в первой зоне уравнение депрессии соответствует установившемуся движению. Далее составляют балансовое уравнение, основываясь на том, что количество воды, поступившее в водозабор на данный момент времени, связано с объемом депрессионной или пьезометрической воронки.

Метод последовательной смены установившихся состояний впервые был применен К. Э. Лембке в 1887 г. при рассмотрении неустановившегося притока воды к совершенной линейной дрене для случая мгновенного снижения в ней уровня воды до подошвы водоносного слоя. В. Н. Щелкачев [58] рассмотрел этим методом работу скважины в закрытом пласте. Но в общем возможности этого метода ограниченны.

Гидравлические методы. К ним относятся методы, основанные на схематизации и замене действительной гидродинамической сетки движения более простой в целях упрощения решения. Примером может служить методика решения задачи о притоке воды к совершенной горизонтальной дрене или скважине в безнапорных условиях, когда производится осреднение напора по высоте с допущением, что линии тока являются горизонтальными (задача Дюпюи).

К гидравлическому методу относятся подходы к решению фильтрационных задач, например, в горизонтально-слоистых системах, основанные на предпосылке Гиринского—Мятиева. В этом случае, как уже отмечалось, схематизация гидродинамической сетки сводится к тому, что в хорошо проницаемых слоях поток принимается горизонтальным, а в относительно малопроницаемых — вертикальным.

Метод фрагментов, впервые предложенный Н. Н. Павловским в 1922 г. [42]. Сущность его заключается в том, что поток разбивается на участки, границы которых (в плане или разрезе) в той или иной мере приближаются к линиям тока или к линиям равного напора. Решение для каждого участка должно быть известно. В целом для всего потока решение получается, если связать между

собой отдельные решения путем использования соответствующих условий на границах отдельных фрагментов.

Метод фильтрационных сопротивлений предложен для решения фильтрационных задач С. Н. Нумеровым [3] и независимо Ю. П. Борисовым [10]. Этот метод характеризуется тем, что при рассмотрении сложных потоков в расчет вводятся фильтрационные сопротивления более простых потоков, которые могут считаться его составляющими. *Метод сопротивлений* разработан и широко применяется в электротехнике. В последнее время этот метод получил распространение и для фильтрационных расчетов. Охарактеризуем этот метод на отдельных примерах.

Для бесконечного ряда скважин у реки общее фильтрационное сопротивление складывается из фильтрационного сопротивления совершенной траншеи, заменяющей линейный ряд скважин, и фильтрационного сопротивления скважины. Это следует из известной формулы дебита скважины бесконечного ряда их у реки:

$$Q_c = \frac{KMS_0}{\frac{L}{\sigma} + \frac{1}{2\pi} \ln \frac{\sigma}{2\pi r_0}}, \qquad \text{(XIV-67)}$$

где Q_c — дебит каждой скважины ряда, одинаковый для всех них, м³/сек (м³/сутки); S_0 — понижение уровня воды в скважине, м; M — мощность напорного водоносного горизонта, м; σ — расстояние между скважинами ряда, м; r_0 — радиус скважины, м; L — расстояние от ряда скважин до реки, м.

Знаменатель в выражении (XIV-67) представляет собой общее фильтрационное сопротивление рассматриваемого ряда скважин Φ. При этом слагаемое $L/\sigma = \Phi_0$ представляет собой внешнее фильтрационное сопротивление, обусловленное работой совершенной дрены, а $\Phi_c = (1/2\pi) \ln (\sigma/2\pi r_0)$ — внутреннее фильтрационное сопротивление, относящееся собственно к скважине.

Таким образом, формула (XIV-67) с учетом фильтрационных сопротивлений для напорных вод может быть записана в следующем виде:

$$Q_c = \frac{KMS_0}{\Phi_0 + \Phi_c} = \frac{KMS_0}{\Phi}, \qquad \text{(XIV-68)}$$

где $\Phi = \Phi_0 + \Phi_c$ — общее фильтрационное сопротивление рассматриваемого ряда скважин.

Для безнапорных вод дебит скважины с учетом фильтрационного сопротивления имеет вид

$$Q_c = \frac{K(H^2 - h_0^2)}{2\Phi}, \qquad \text{(XIV-69)}$$

где H — мощность водоносного пласта, м; h_0 — высота столба воды в скважине над подошвой водоносного пласта, м.

Решение фильтрационных задач применительно к некоторым схемам фильтрации в условиях установившегося и неустановившегося движения связано с определением функции понижения напора.

Расчет понижений напора рассматривается в гл. XVI данной книги и в других работах [2, 6, 7, 11, 12, 40, 44, 45].

Б. НЕКОТОРЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ ТЕПЛО- И МАССОПЕРЕНОСА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ

§ 1. Миграция солей и тепла в подземных водах

Разработка вопросов миграции осуществлена Н. Н. Веригиным [16, 17], Ф. М. Бочевером [13, 44], В. М. Шестаковым [48, 53, 54] и другими. Явление фильтрации подземных вод разной минерализации с учетом различия их вязкости и удельного веса в потоке представляет собой весьма сложный процесс. Характер его еще больше усложняется в условиях физико-химического взаимо-

действия воды и вмещающих ее горных пород. В такой постановке можно говорить о миграции подземных вод, когда изучаются процессы тепло и массопереноса в потоке. В практических расчетах миграции подземных вод с учетом только конвективного переноса вещества или тепла (этот процесс обычно имеет наибольшее развитие) задача существенно упрощается, и такая расчетная схема получила название схемы «поршневого вытеснения».

По предложению В. М. Шестакова [40], для слабоконцентрированных растворов учет явления сорбции вещества или переноса тепла применительно к схеме «поршневого вытеснения» может быть при определении истинной скорости потока осуществлен путем замены активной пористости $n_а$ некоторой эффективной пористостью $n_э$. Тогда скорость движения жидкости $v_д$ определяется из выражения

$$v_д = v/n_э, \qquad \text{(XIV-70)}$$

где v — скорость фильтрации, м/сек (м/сутки).

Здесь в условиях проявления сорбционных процессов

$$n_э = n_а + 1/\beta, \qquad \text{(XIV-71)}$$

где $n_а$ — активная пористость; $\beta = C/N$ — коэффициент распределения (безразмерная величина); C — концентрация вещества, растворенного в воде, кг/м³ (г/л); N — сорбционная емкость, представляющая собой предельное количество сорбируемого в данных условиях вещества в единице объема породы при концентрации вещества в растворе C, кг/м³ (г/л).

В растворах малой концентрации сорбционная емкость примерно пропорциональна концентрации рассматриваемого компонента и коэффициент β считается постоянным.

В условиях теплопереноса эффективная пористость выражается [40, 52] в виде

$$n_э = n_а + (1 - n_а)\,\frac{c_{ск}\gamma_п}{c_в\gamma}, \qquad \text{(XIV-72)}$$

где $c_{ск}$ — теплоемкость скелета породы, дж/°К [ккал/(кг·°С)]; $c_в$ — теплоемкость воды, дж/°К [ккал/(кг·°С)]; $\gamma_п$ и γ — плотности скелета породы и воды, т/м³ (кг/см³).

При конвективном переносе растворенного в воде вещества и тепла фильтрационным потоком идет процесс рассеивания вещества и тепла по пути фильтрации (фильтрационная дисперсия). Это обусловлено неоднородностью фильтрационных свойств пород и более интенсивным смешением рассматриваемого вещества и тепла по сравнению с условиями только молекулярной диффузии.

Большинство исследователей считает, что гидродисперсия может определяться зависимостью, аналогичной закону А. Фика, но с тем отличием, что вместо константы диффузии в нее входит коэффициент гидродисперсии D. Последний зависит от значения и направления скорости потока и геометрических параметров порового пространства [40], т. е.

$$D = D_м + \lambda v, \qquad \text{(XIV-73)}$$

где $D_м$ — коэффициент молекулярной диффузии в породе, м²/сек (м²/сутки); λ — параметр, характеризующий структуру порового пространства породы, м; v — скорость фильтрации, м/сек (м/сутки).

Аналогичным образом оценивается роль гидродисперсии в передаче тепла в фильтрационном потоке.

В реальных условиях наряду с дисперсией вещества и тепла, связанной со структурой порового пространства породы, так называемой микродисперсией, существенное влияние на эти процессы оказывает макродисперсия, обусловленная неоднородностью водоносной толщи пород, связанной со слоистостью разреза, а также наличием в водоносном горизонте крупных участков с различной проницаемостью пород, трещиноватостью и др. Эти особенности в определенной мере учитываются в расчетах [48], но для трещиноватых сред явление гидродисперсии почти не изучалось. Параметры макродисперсии и методика их определения охарактеризованы в работах [40, 48, 54, 55 и др.].

Кроме продольной дисперсии в реальных потоках проявляется и поперечная дисперсия, т. е. рассеивание растворенного в воде вещества и тепла в направлении, нормальном к фильтрационному потоку. Это вызвано *сложным характером* движения жидкости в породе, т. е. неупорядоченностью потока и наличием струй, ориентировка которых отличается от среднего направления фильтрации. В результате некоторое перемешивание жидкости осуществляется в направлении, нормальном к средней ориентировке скорости фильтрации.

Для схемы *«поршневого вытеснения»* с учетом микродисперсии в фильтрационном потоке дифференциальное уравнение концентрации изучаемого компонента в потоке имеет следующий вид [40]:

$$n_a \frac{\partial C}{\partial t} + v \frac{\partial C}{\partial x} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2}. \qquad \text{(XIV-74)}$$

Решение этого уравнения, данное Б. Ивингом в 1959 г. для граничных условий $C = 0$ и $C = C_0$ при $x = 0$, имеет вид [40]:

$$\overline{C} = \frac{C}{C_0} = 0{,}5 \left[\operatorname{erfc} \frac{xn_a - vt}{2\sqrt{n_a D t}} + \exp\left(\frac{vx}{D}\right) \operatorname{erfc} \frac{xn_a + vt}{2\sqrt{n_a D t}} \right], \qquad \text{(XIV-75)}$$

где C — концентрация растворенного в воде вещества, кг/м³ (г/л); C_0 — постоянная концентрация раствора на границе потока; n_a — активная пористость водоносной породы; t — время, сек (сутки); D — коэффициент гидродисперсии, охарактеризованный выше выражением (XIV-73); erfc — функция, значения которой даны в приложении VI, том 2.

Как показано Л. В. Радушкевичем, при больших значениях t второй член в формуле (XIV-75) становится пренебрежимо малым и упрощенное выражение для определения безразмерной $\overline{C}$ примет вид

$$\overline{C} = 0{,}5 \operatorname{erfc} \frac{xn_a - vt}{2\sqrt{n_a D t}}. \qquad \text{(XIV-76)}$$

Для радиального потока дифференциальное уравнение микродисперсии при конвективном переносе вещества имеет следующий вид [40]:

$$n_a \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{Q}{2\pi r M} \frac{\partial C}{\partial r} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r D_r \frac{\partial C}{\partial r} \right); \qquad \text{(XIV-77)}$$

$$D_r = D_м + \lambda \frac{Q}{2\pi r M}, \qquad \text{(XIV-78)}$$

где Q — расход потока, м³/сек (м³/сутки); M — мощность водоносного слоя, м; D_r — *коэффициент гидродисперсии* в радиальном потоке, м²/сек (м²/сутки); λ — параметр, характеризующий структуру порового пространства в потоке, м.

Приближенное решение уравнения (XIV-77) получено В. М. Шестаковым [40] для стационарного радиального потока для условий, когда в скважину радиусом $r = r_0$ начиная с $t = 0$ подается раствор с концентрацией вещества C_0. Этим решением, аналогичным (XIV-76), можно пользоваться при $Q > 4n_a MD$ с условием, что в нем x заменено на $\pi (r^2 - r_0^2)$, v — на Q/M и D — на D_r', тогда

$$\overline{C} = \frac{C}{C_0} = 0{,}5 \operatorname{erfc} \frac{\pi n_a (r^2 - r_0^2) - \frac{Q}{m} t}{2\sqrt{n_a D_r' t}}. \qquad \text{(XIV-79)}$$

Здесь

$$D_r' = \frac{2\pi Q t}{n_a M} \left(D_м + \frac{2}{3} \lambda \sqrt{\frac{n_a Q}{\pi M t}} \right). \qquad \text{(XIV-80)}$$

Анализируя выражение (XIV-79), В. М. Шестаков [40] показал, что при $\overline{C} = \frac{C}{C_0} = 0{,}5$ вытесняющий раствор обгоняет свой фронт для условий поршневого вытеснения на длину l_p, выраженную формулой

$$l_p = 4{,}4 \sqrt{\left(\frac{D_м}{v} + \lambda\right) \frac{v}{n_a} t}. \qquad \text{(XIV-81)}$$

Из этой формулы следует, что ширина переходной зоны, обусловленной микродисперсией, относительно невелика по сравнению с общим перемещением фронта минерализации или загрязнения в условиях собственно «поршневого вытеснения».

§ 2. Движение подземных вод различной минерализации

Вопросы движения подземных вод различной минерализации или загрязненных вод представляют существенный интерес в связи с решением ряда практических задач (устройством водозаборов подземных вод, оценкой загрязнения подземных вод в районах устройства хранилищ промышленных стоков, обоснованием захоронения токсичных вод в глубокие горизонты и др.).

При прогнозе распространения соленых вод по пласту могут быть два подхода. Первый, более простой, предполагает, что вытеснение одной жидкости другой носит «поршневой» характер, с четко выраженной поверхностью раздела между двумя жидкостями. Такой прием во многих случаях позволяет получить относительно простые расчетные зависимости и обеспечивает вполне удовлетворительную для практических целей точность прогнозов. На основе предпосылки о «поршневом» вытеснении аналитически исследована структура фильтрационных потоков для различных типовых гидрогеологических схем с учетом граничных условий водоносного горизонта и естественного потока подземных вод, получены расчетные зависимости, позволяющие прогнозировать время и дальность продвижения границы соленых вод. При этих построениях соленые воды обычно предполагаются нейтральными по отношению к породам и подземным водам и не вступающими с ними во взаимодействие, а различием в плотностях вод разной минерализации пренебрегается. Методика прогноза движения соленых вод в пласте по схеме «поршневого» вытеснения изложена в работах [4, 13, 16, 17, 20, 30, 34, 35, 44]. Другой подход учитывает процесс рассеивания растворенного вещества в результате микро- и макронеоднородности пород, т. е. явление сорбции. Это ведет к существенному усложнению расчетов.

Как показано в § 1 данной главы, изменение положения границы раздела жидкостей разной минерализации с учетом микродисперсии может быть оценено с помощью формулы (XIV-81).

Общая длина пути движения соленых вод складывается из пути L_0, определяемого по схеме «поршневого» вытеснения, длины зоны дисперсии L_1 и длины зоны деформации L_2, т. е.

$$L = L_0 + L_1 + L_2. \qquad \text{(XIV-82)}$$

Обычно длина зоны дисперсии невелика по сравнению с длиной пути, пройденного по схеме «поршневого» вытеснения, и составляет несколько десятков метров. Поэтому в большинстве случаев длиной L_1 можно пренебречь. И только в резко неоднородных трещиноватых средах зона дисперсии (или макродисперсии) возрастает и достигает сотен метров и даже километров.

Пресные и соленые воды в общем случае различаются по своим плотностям. При движении жидкостей с разными плотностями происходит деформация границы раздела, выражающаяся в формировании «языка» более тяжелой жидкости по подошве пласта. Если принять, что первоначальная граница пресных и загрязненных (соленых) вод была вертикальной, то в дальнейшем эта граница раздела становится наклонной вследствие того, что более тяжелая жидкость (соленая вода) «подпирает» более легкую (пресную воду) и в подошве пласта образуется

«язык» соленых вод. Длина зоны деформации границы раздела пресных и соленых вод вследствие различия их плотностей равна [19, 20]

$$L_2 = \alpha \sqrt{\frac{KM(\gamma_1 - \gamma_0)\,t}{n_a \gamma_0}}, \qquad \text{(XIV-83)}$$

где K и n_a — соответственно коэффициент фильтрации и пористости водоносных пород; M — мощность водоносного горизонта; γ_0 и γ_1 — плотность пресных и соленых вод; t — время; $\alpha = 4$ — для плоскопараллельного потока и 2,8 — для радиального потока.

Различие плотностей пресных и соленых вод особенно сказывается при минерализации соленых вод выше 10—15 г/л. При минерализациях соленых вод до 5—7 г/л это различие небольшое, особенно если иметь в виду, что между пресными и солеными водами имеется переходная зона, в пределах которой происходит постепенное изменение минерализации подземных вод. Поэтому в интервале минерализации соленых вод до 5—7 г/л различием плотностей пресных и соленых вод для приближенной оценки перемещения соленых вод можно пренебречь. В этих условиях путь (или время) движения соленых вод определяются их перемещением по схеме «поршневого» вытеснения.

Путь или время движения соленых вод оцениваются по аналитическим зависимостям, графо-аналитическим способом или методом моделирования. Подробно эти вопросы освещены в работах [4, 13, 16, 17, 20, 30, 34, 35, 44].

§ 3. Перемещение границы пресных и соленых вод в вертикальном разрезе при отборе пресных вод скважиной

При откачке скважиной пресных вод, располагающихся на соленых, под фильтром образуется постепенно продвигающийся к нему «язык» соленых вод. В зависимости от условий (скорости вертикальной составляющей потока к скважине и различия в плотностях пресных и соленых вод) «язык» соленых вод может или прорваться в скважину или занять относительно стабильное положение, не достигнув скважины.

Если пренебречь различием в плотностях пресных и соленых вод, то время, требуемое для прорыва «языка» соленых вод в фильтр скважины, может быть определено по следующей формуле В. Д. Бабушкина [5]:

$$T = \frac{2\pi n_a}{Q}\left[\frac{m_п^3 - b^3}{3} - (m_п - b)(c^2 + b^2 + cb) + \right.$$
$$\left. + (c+b)^2\sqrt{cb}\left(\operatorname{arctg}\frac{m_п}{\sqrt{cb}} - \operatorname{arctg}\frac{b}{\sqrt{cb}}\right)\right], \qquad \text{(XIV-84)}$$

где T — время, требуемое для продвижения частицы соленых вод от их границы с пресными до фильтра скважины, сек (сутки); $m_п$ — мощность слоя пресных вод, м (рис. XIV-2); c — расстояние от верхнего конца фильтра до статического уровня, м; $b = c + l$ — расстояние от низа фильтра до статического уровня, м; l — длина фильтра, м; n_a — активная пористость водоносных пород; Q — дебит скважины, м³/сек (м³/сутки).

Формула (XIV-84) получена без учета различия в вязкости и плотности пресных и соленых вод при допущении, что мощность водоносного слоя бесконечно велика. Но эта формула приближенно действительна и при ограниченной мощности водоносного пласта при условии, когда фильтр располагается в верхней его части. В анизотропных в фильтрационном отношении породах время T в $\frac{1}{\lambda_a} = \sqrt{\frac{K_г}{K_в}}$ раз больше по сравнению с изотропными породами (λ_a — коэффициент фильтрационной анизотропии; $K_г$ и $K_в$ — горизонтальный и вертикальный коэффициенты фильтрации).

После прорыва «языка» соленых вод в фильтр скважины минерализация откачиваемых вод постепенно растет, но не превышает определенного предельного значения. Характер изменения минерализации откачиваемой воды зависит от длины и расположения фильтра в водоносном пласте и минерализации соленых и пресных вод. Но предельная минерализация откачиваемых вод находится в зависимости лишь от соотношения мощностей пресных и соленых вод и их минерализации.

Для одного водоносного пласта предельная минерализация откачиваемой воды выражается следующей формулой В. Д. Бабушкина:

$$C_{пр} = C_с - (C_с - C_п)\frac{m_п}{M}, \qquad \text{(XIV-85)}$$

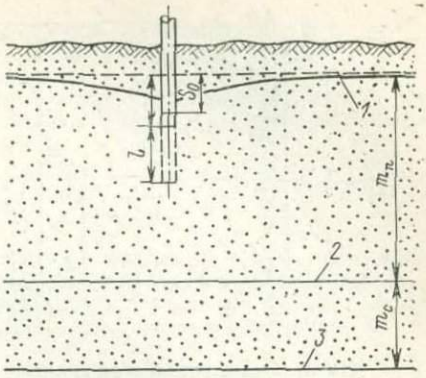


Рис. XIV-2. Схема скважины в слое пресных вод, залегающих над солеными водами.

1 — статический уровень; *2* — граница пресных и соленых вод; *3* — водоупор.

где $C_{пр}$ — предельная минерализация откачиваемых вод, кг/м³ (г/л); $C_п$ и $C_с$ — минерализация пресных и соленых вод, кг/м³ (г/л); $m_п$ — мощность пресных вод, м; M — мощность водоносного пласта, м.

Предельная минерализация откачиваемых вод в двухслойной толще пород рассчитывается по следующим формулам В. Д. Бабушкина:

граница пресных и соленых вод располагается в верхнем слое

$$C_{пр} = C_п - (C_с - C_п)\frac{m_п K_1}{MK}, \qquad \text{(XIV-86)}$$

граница пресных и соленых вод располагается в нижнем слое

$$C_{пр} = C_п - (C_с - C_п)\frac{m_с K_2}{MK}, \qquad \text{(XIV-87)}$$

где $m_п$ и $m_с$ — мощность слоев пресных и соленых вод, м; M — общая мощность водоносной толщи, м; K_1 и K_2 — коэффициенты фильтрации верхнего и нижнего слоев; $K = \frac{K_1 m_1 + K_2 m_2}{M}$ — средневзвешенный коэффициент фильтрации пород двухслойной толщи; m_1 и m_2 — мощность верхнего и нижнего слоев водоносной толщи, м.

§ 4. Краткие сведения о мероприятиях по борьбе с подсасыванием соленых вод при эксплуатации пресных вод

Борьба с подсасыванием соленых вод спаренными скважинами. Под спаренными скважинами понимаются две расположенные рядом скважины, из которых одна оборудована фильтром в пресных, а другая — в минерализованных водах (рис. XIV-3). При одновременной работе спаренных скважин между фильтрами их образуется поверхность раздела потоков, расположение которой в водоносной толще пород зависит от соотношения дебитов скважин, а вблизи их также от положения и длины фильтров скважин в водоносном пласте. Выше поверхности раздела потоков линии тока направлены к верхнему фильтру, а ниже ее поток направлен к нижнему фильтру (рис. XIV-4).

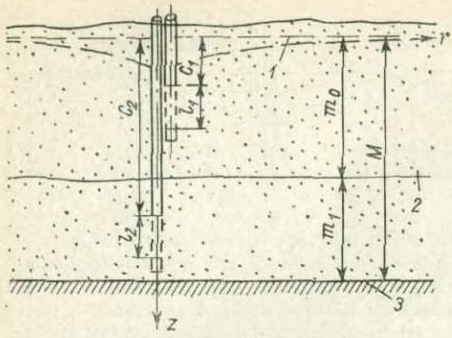


Рис. XIV-3. Схема устройства спаренных скважин.

1 — статический уровень; 2 — граница пресных и соленых вод; 3 — водоупор.

Если добиться такого положения, когда поверхность раздела потока к скважинам располагается выше границы между пресными и солеными водами или же совпадает с деформированной границей между ними в процессе откачки, то таким образом можно исключить подсасывание минерализованных вод скважиной, забирающей пресные воды.

Для этого в условиях однородного пласта отношение дебитов скважин, отбирающих пресные и соленые воды, не должно быть больше отношения средних мощностей пресных и соленых вод.

Условие равенства отношений расходов пресных и соленых вод $Q_п/Q_с = \lambda$ отношению их мощностей $m_п/m_с$ является предельным, так как в этом случае деформированная граница пресных и соленых вод в процессе установившейся откачки совпадает с границей раздела потоков к скважинам и вследствие этого имеет место раздельный отбор пресных и соленых вод без их смешения.

Если $Q_п/Q_с > m_п/m_с$, *то с течением времени* начинается подсасывание соленых вод верхней скважиной, а при $Q_п/Q_с < m_п/m_с$ происходит подсасывание пресных вод нижней скважиной.

Положение границы раздела потоков в удалении от спаренных скважин на расстояние, равное и *большее мощности водоносного пласта*, определяется, по В. Д. Бабушкину, из соотношения [5, 30]

$$m_1/m_2 = Q_п/Q_с, \qquad \text{(XIV-88)}$$

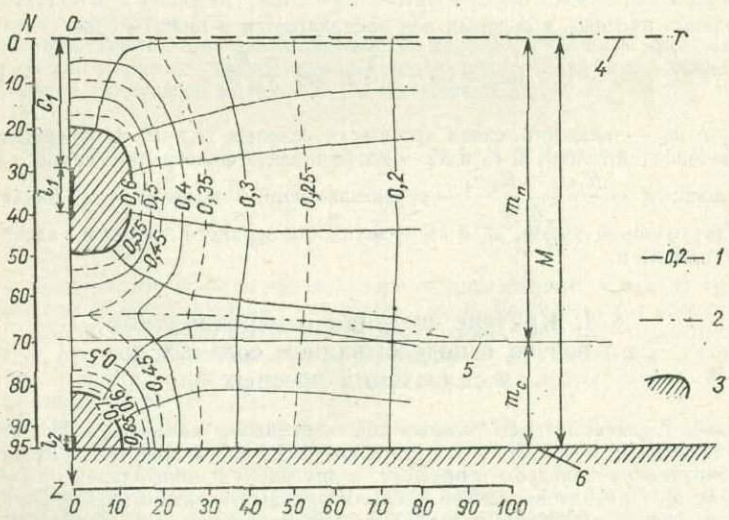


Рис. XIV-4. Гидродинамическая сетка притока воды к спаренным скважинам.

1 — линии равных понижений напора, проведенные через 0,1 м; 2 — граница раздела потоков; 3 — зоны высоких градиентов напора вокруг фильтров скважин; 4 — статический уровень; 5 — естественная граница раздела пресных и соленых вод; 6 — водоупор.

где $Q_п$ и $Q_с$ — дебит верхней и нижней скважины, откачивающих пресные и соленые воды; m_1 и m_2 — мощности слоев воды над и под границей раздела потоков к скважинам.

Точка пересечения границы раздела потоков с вертикальной линией, проходящей вблизи фильтров спаренных скважин (ось Z), определяется, по В. Д. Бабушкину [5, 30], из уравнения

$$\frac{A_1}{l_1}+\frac{A_2}{\lambda l_2}-\frac{(1+\lambda)}{\lambda M}\left(\frac{1}{M+z}-\frac{1}{2M-z}\right)=0, \qquad \text{(XIV-89)}$$

где $\lambda = Q_п/Q_с$ — отношение дебитов спаренных скважин; l_1 и l_2 — длины фильтров верхней и нижней скважин, забирающих пресные и соленые воды; M — мощность водоносного пласта; z — ордината точки пересечения границы раздела потоков с осью Z; начало ординат помещается на статическом уровне (*рис.* XIV-4)

$$A_1=\frac{1}{z-c_1}-\frac{1}{z-c_1-l_1}+\frac{1}{c_1+l_1+z}-\frac{1}{c_1+z}+$$
$$+\frac{1}{2M-c_1-l_1-z}-\frac{1}{2M-c_1-z}; \qquad \text{(XIV-90)}$$

$$A_2=\frac{1}{c_2-z}-\frac{1}{c_2+l_2-z}+\frac{1}{c_2+l_2+z}-\frac{1}{c_2+z}+$$
$$+\frac{1}{2M-c_2-l_2-z}-\frac{1}{2M-c_2-z}, \qquad \text{(XIV-91)}$$

где c_1 и c_2 — расстояния от верхних концов фильтров скважин, забирающих пресные и соленые воды, до статического уровня.

При наличии в разрезе линз глинистых пород, располагающихся над солеными водами, подсасывание их скважиной, отбирающей только пресные воды, наступает позднее, чем при отсутствии глин. И в этом случае подсасывание соленых вод верхней скважиной исключается методом откачки из спаренных скважин при тех же условиях, что и для однородного пласта.

Борьба с подсасыванием соленых вод водозаборами в плане. Защита концентрированного водозабора. Когда граница пресных и соленых вод примерно прямолинейна, то защита водозабора от подсасывания соленых вод со стороны боковой границы пресных и соленых вод может быть осуществлена или концентрированным забором соленых вод, или линейным рядом скважин, параллельных границе пресных и соленых вод и расположенных в зоне соленых вод [30].

В первом случае суммарный дебит защитного водозабора должен быть примерно равен дебиту водозабора, эксплуатирующего пресные воды, а расстояние защитного водозабора от границы пресных и соленых вод равно расстоянию водозабора пресных вод от этой границы. В таком случае граница раздела потоков к водозаборам примерно совпадает с границей пресных и соленых вод.

Во втором случае (защитный водозабор в виде линейного ряда) граница раздела между потоками к водозабору, эксплуатирующему пресные воды, и защитному линейному ряду скважин, забирающих соленые воды, имеет криволинейный характер. В таких условиях при непрерывной работе защитного ряда скважин последние через некоторое время начнут подсасывать пресные воды. Вследствие этого целесообразно периодически прекращать откачку из скважин защитного ряда и регулировать забор воды из них, базируясь на данных гидрогеологических наблюдений.

В условиях, когда длина защитного ряда в 1,5—2,0 раза больше расстояния его от эксплуатационного водозабора, т. е. может быть принята бесконечной, положение водораздельной точки потоков на линии, перпендикулярной к границе пресных и соленых вод, может быть определено из следующей зависимости [5]:

$$r_в=\frac{Q_{сум}}{2\pi q}, \qquad \text{(XIV-92)}$$

где $r_в$ — расстояние от водораздельной точки до водозабора пресных вод, м; $Q_{сум}$ — суммарный дебит водозабора пресных вод, м³/сек (м³/сутки); q — дебит на единицу длины защитного ряда, м³/сек (м³/сутки).

Приняв положение этой водораздельной точки на границе пресных и соленых вод, можно (из XIV-92) определить дебит на единицу длины защитного ряда скважин по формуле

$$q = \frac{Q_{сум}}{2\pi r_г}, \qquad \text{(XIV-93)}$$

где $r_г$ — расстояние от эксплуатируемого водозабора до границы пресных и соленых вод.

В случаях, когда длина защитного ряда должна быть принята ограниченной, положение водораздельной точки между обоими водозаборами определяется по следующей формуле методом подбора [5]:

$$\frac{Q_{сут}}{q} = 2y \operatorname{arctg} \frac{D}{2\pi (y_л - y_в)}, \qquad \text{(XIV-94)}$$

где D — длина защитного ряда скважин; принимается, что концентрированный эксплуатационный водозабор располагается примерно на перпендикулярной линии, выходящей из середины защитного линейного ряда; $y_л$ — расстояние между защитным линейным рядом скважин и центром концентрированного водозабора; $y_в$ — расстояние от водораздельной точки до центра концентрированного водозабора.

Защита линейного водозабора линейным рядом скважин. Если линейный ряд водозаборных скважин параллелен границе пресных и соленых вод, то его защита может быть осуществлена симметричным относительно границы пресных и соленых вод линейным рядом скважин в зоне соленых вод. В данных условиях защитный ряд скважин работает непрерывно и дебит на единицу длины его должен быть примерно равен дебиту на единицу длины эксплуатируемого ряда скважин.

Защита водозабора в случае сложной конфигурации пресных и соленых вод. В таких условиях скважины должны располагаться индивидуально с целью борьбы с отдельными выступами на границе пресных и соленых вод в сторону эксплуатационного водозабора.

Дебит защитных скважин определяется из условия, что водораздельные точки между потоками, развиваемыми между эксплуатационными и защитными водозаборами, располагаются в вершинах выступов на границе пресных и соленых вод.

Метод отжатия соленых вод пресными. Этот метод применяется для борьбы с подсасыванием соленых вод у морских побережий. Применение его целесообразно при одновременном пополнении запасов пресных вод за счет, например, поверхностных вод, так как для исключения подсасывания соленых вод водозаборными скважинами суммарный расход нагнетательных скважин должен быть примерно равен суммарному дебиту водозаборных скважин или больше него.

В. ДВИЖЕНИЕ ГАЗИРОВАННЫХ ВОД

§ 1. Основные свойства газированных вод

Под газосодержанием подземных вод понимается количество растворенных газов, приходящееся на единицу массы или объема воды (кг/м³, г/л или л/л, иногда г/кг, м³/м³). В некоторых случаях применяется не совсем верный синоним — газонасыщенность.

К числу широко распространенных газов подземных вод следует отнести азот, водород, углекислоту, группу углеводородных газов.

Растворимость газов меняется в широком диапазоне в зависимости от их природы, а также термодинамических условий в водоносном горизонте или зоне.

Ряд растворимости газов по мере убывания можно представить в следующем порядке: H_2S, CO_2, N_2, CH_4 и т. д. Причем растворимость одного и того же газа в подземной воде будет возрастать с ростом давления.

Факторы, уменьшающие растворимость природных газов в подземной воде, — температура и минерализация воды.

В обобщенном виде такую зависимость можно изобразить как

$$C = f\left(\frac{p}{TM}\right), \qquad (XIV\text{-}95)$$

где C — содержание некоторого газа в воде, кг/м³, м³/м³ (г/л); p — давление насыщения, кгс/см²; t — температура воды, °К; M — минерализация воды, кг/м³ (г/л).

Зависимость растворимости идеальных газов от давления следует закону Генри:

$$C = \alpha p, \qquad (XIV\text{-}96)$$

где α — коэффициент растворимости данного газа при 0° С и давлении, равном 10 м вод. ст.

Как показывают экспериментальные исследования, растворимость природных газов начиная с некоторых значений давлений отклоняется от линейного закона Генри и количество содержащегося в воде газа отличается от соответствующего значения, рассчитанного по формуле (XIV-96).

Изучение ряда месторождений минеральных, промышленных, термальных вод позволило установить их весьма высокое газосодержание. Так, например, в районе Ессентукского месторождения содержание растворенного в воде углекислого газа на глубине около 1500 м составило более 40 г/л (более 21 л/л).

Другим важным показателем, используемым для характеристики газосодержания (газонасыщенности) вод, является упругость, выражаемая отношением содержания газа в единице объема воды (м³/м³, кг/м³, л/м³) к коэффициенту растворимости этого газа, взятому для условий пластовой температуры и минерализации подземной воды, и давлении, равном 10 м вод. ст. Как известно, большинство природных газов в водной среде дают физико-химические растворы, т. е. растворяются в ней по мере роста давления насыщения, не вступая в реакции с другими содержащимися в воде соединениями.

В случае если по тем или иным причинам гидростатическое давление в пласте (зоне) падает, например в процессе эксплуатации водозабора или при опытных гидрогеологических работах, часть растворенного газа, оказывающаяся неуравновешенной вновь создавшимся давлением, переходит в газовую так называемую спонтанную фазу.

Отсюда упругость характеризует степень близости данного газа к условиям перехода в спонтанное состояние и равна

$$p_{\text{газа}} = \frac{V_{\text{газа}}}{\alpha}. \qquad (XIV\text{-}97)$$

Сопоставление упругости с гидростатическим давлением в точке изучения газонасыщенности (коэффициент упругости $p_{\text{газа}}/p_{\text{гидр}}$) дает возможность судить о близости данной подземной воды к условиям дегазации.

Изучение высокогазонасыщенных подземных вод требует применения специальной аппаратуры, приборов и соответствующих методических приемов. Например, в случаях, когда газонасыщенные воды обладают высоким избыточным давлением, определение статического уровня в скважинах обычными методами (с применением устьевых манометров) невозможно.

Наиболее простой способ определения положения статического уровня воды в газирующей скважине заключается в следующем. Скважина оборудуется герметичным оголовком, на котором устанавливается манометр; затем скважину перекрывают и наблюдают за показаниями манометра. Стабилизация показаний манометра будет свидетельствовать о выравнивании давления «газовой подушки», накопившейся в верхней части ствола скважины и столба воды. После этого через специальный штуцер, вмонтированный в оголовок скважины, делают несколько

коротких выпусков накопившегося газа. В момент, когда через штуцер начинает поступать вода, его перекрывают и снимают показания на манометре, что с достаточной степенью точности можно принять за статическое давление.

Расчет напора ведется по следующей формуле:

$$H = \frac{10p_и}{\gamma} + z, \qquad \text{(XIV-98)}$$

где H — напор, м; $p_и$ — избыточное давление на манометре, кгс/см²; γ — объемный вес воды, кг/м³ (г/см³); z — абсолютная отметка устья скважины, м.

Для определения действительного значения динамического уровня воды в самоизливающей газирующей скважине нередко применяют вспомогательную колонну труб малого диаметра, что позволяет вести наблюдение за ходом изменения уровня в процессе всего срока эксперимента [14]. Кроме того, на скважинах, где отбор газирующей воды осуществляется при помощи насосов, одним из возможных вариантов регистрации динамического уровня является измерение забойного давления глубинными манометрами типа МГГ с последующим пересчетом давления на высоту столба жидкости.

Существенной особенностью газонасыщенных вод является образование так называемой зоны разгазирования в стволе работающих скважин. Здесь начиная с некоторой глубины движущаяся вверх вода выделяет спонтанную фазу, доля которой постоянно растет по направлению к устьевой части скважины. Таким образом, начиная с некоторой точки ствола скважины объемный вес воды уменьшается от 1 до 0,3—0,4 г/см³ в приустьевых частях. Несмотря на то, что закон изменения объемных весов такой газоводяной эмульсии в каждом отдельном случае меняется (что зависит от начальной газонасыщенности воды, температуры, атмосферного давления и др.), считается, что в целом он достаточно удовлетворительно может быть описан уравнением параболы.

Глубина появления газовой фазы также меняется в зависимости от ряда факторов, и среди них наиболее существенными следует назвать химическую природу конкретного газа, температуру воды. Так, если для холодных вод, содержащих углекислый газ, точка появления спонтанной фазы определяется глубинами 20—25 м, то для этих же, но термальных вод точка образования газовой фазы CO_2 может переместиться на 50—70 м ниже устья работающей скважины. Газы метановой группы переходят в спонтанную фазу на значительно бо́льших глубинах, нередко исчисляемых 500—700 м, т. е. в данном случае верхняя 500—700-метровая часть ствола работающей скважины будет заполнена движущейся вверх газоводяной эмульсией. Для таких скважин характерна неравномерность скоростей движения воды и газовых пузырьков. Последние обычно опережают порции воды, из которых они выделились.

Важным динамическим показателем рассматриваемой группы подземных вод является так называемый газовый фактор, представляющий собой отношение дебита спонтанного газа (объем газа) в единицу времени при данных температурных и барических условиях к дебиту воды.

Учитывая постепенность выхода из раствора спонтанной фазы (по мере движения воды вверх по стволу скважины и соответственного снижения гидростатического давления), можно говорить о текущем газовом факторе, представляющем собой отношение дебита газа к дебиту воды в некоторых конкретных сечениях ствола и о конечном газовом факторе, фиксируемом на изливе. Установлено, что при значениях газового фактора, превышающих 1,4, наблюдается газлифтный излив подземных вод (работающий по принципу эрлифта).

Для изучения газового фактора, а также установления состава газов, растворенных в подземной воде, применяются газоотделители разных конструкций, а также трапы, изготовляемые промышленным способом. Принцип работы названных установок заключается в разделении струи воды и струи газа в герметичной емкости и дальнейшем измерении дебита газа и дебита воды.

Кроме того, в последние годы в гидрогеологической практике получили широкое распространение глубинные пробоотборники (типа ПД, ПРИЗ и др.), позволяющие отбирать воду в пластовых условиях и затем доставлять ее в гер-

метичном виде на поверхность. Таким способом устанавливается газонасыщенность подземных вод, а также оценивается упругость газов, коэффициент упругости и ожидаемый газовый фактор.

§ 2. Особенности фильтрации газированной жидкости

При гидростатических давлениях в пласте, превосходящих упругость растворенных газов, движение воды подчинено закону фильтрации Дарси. Вместе с тем в случае снижения давления ниже значений упругости (за счет понижения уровней при эксплуатации или при подъеме воды в зоны с пониженными давлениями) в пласте происходит выделение спонтанной фазы. Это обстоятельство в большинстве случаев приводит к снижению дебитов скважин, эксплуатирующих данный водоносный горизонт.

Процессы фильтрации многофазной жидкости в поровом коллекторе в настоящее время изучены недостаточно. Однако исходя из результатов некоторых экспериментальных работ можно предполагать, что в случаях разгазирования подземных вод спонтанная (несмачивающая) фаза «закупоривает» часть эффективного сечения пласта и тем самым (при прежних гидравлических градиентах) ограничивает расход воды. Для описания одновременного движения двух самостоятельных фаз в пористом коллекторе (газ и вода) принимается следующая принципиально важная предпосылка: газ и вода в общем потоке совершенно не зависят друг от друга *. В таком случае закон Дарси может быть обобщен путем введения понятия о фазовой эффективной проницаемости и представлен следующими зависимостями:

$$v_{г.\,S} = -\frac{K_г}{\mu_г}\left(\frac{dp_г}{dS} - d_г g\frac{dz}{dS}\right); \qquad \text{(XIV-99)}$$

$$v_{в.\,S} = -\frac{K_в}{\mu_в}\left(\frac{dp_в}{dS} - d_в g\frac{dz}{dS}\right), \qquad \text{(XIV-100)}$$

где $v_{гS}$; $v_{вS}$ — объемная скорость фильтрации газа и воды через единицу площади поперечного сечения пористой среды в единицу времени вдоль линии тока S, м/сек; $K_г$, $K_в$ — эффективная проницаемость среды для газа и воды соответственно, м²; $\mu_г$, $\mu_в$ — вязкость газа и воды, спз; $dp_г/dS$ и $dp_в/dS$ — градиент давления газа и воды вдоль линии тока S в точке, в которой определяется $v_{гS}$ и $v_{вS}$, кгс/см²; g — ускорение свободного падения, м²/сек; z — вертикальная координата, м.

Под эффективной проницаемостью понимается проводимость пористой среды, содержащей несколько фаз по отношению к одной из фаз. Экспериментально установлено, что эффективная проницаемость зависит от насыщенности преобладающей фазой, характеристик смачивания и геометрии порового пространства. Таким образом, эффективная проницаемость представляет собой некоторую численную характеристику, определяющую способность пористой среды фильтровать ту или иную фазу при данных условиях насыщенности.

Кроме эффективной вводится также понятие об относительной фазовой проницаемости, представляющей собой отношение эффективной проницаемости воды или газа при известном значении их насыщенности к эффективной проницаемости соответственно воды или газа в случае, если они (каждая из фаз) заполняют поровое пространство на 100%. При этом считается, что эффективные проницаемости для различных фаз, полностью заполнивших эффективное сечение коллектора, равны между собой.

Экспериментально устанавливается [60] зависимость изменения проницаемости фаз по мере роста доли одной и сокращения доли другой из фаз, существующих в пористом резервуаре (рис. XIV-5). Так, быстрое уменьшение относительной проницаемости для воды указывает на заполнение больших пор газовой фа-

* Данное допущение не учитывает процессов выделения новых порций спонтанного газа из воды при дальнейшем уменьшении гидростатического давления.

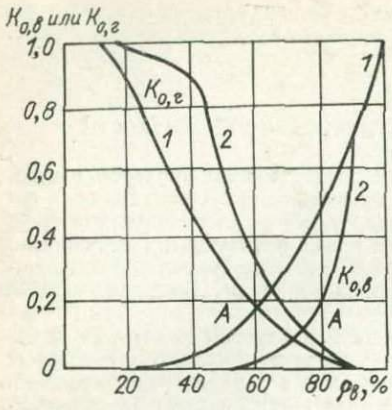


Рис. XIV-5. Кривая относительной проницаемости для газа и воды.
1 — несцементированный песок; *2* — сцементированный песчаник (по Р. Д. Викоффу, Х. Дж. Ботату).

зой. В случаях, когда попутно с фильтрацией идет выделение новых порций газовой фазы, объемы пор, приходящихся на воду, непрерывно сокращаются, что приводит к уменьшению расхода воды через некоторое сечение коллектора.

Рассматривая рис. XIV-5, следует обратить внимание на точку равновесной насыщенности A, соответствующую на кривых такому значению насыщенности, когда газовая фаза начинает приобретать подвижность, т. е. даже небольшое увеличение по сравнению с равновесной насыщенностью газовой фазы в пласте ведет к резкому увеличению расхода газовой составляющей. Причем еще задолго до полной насыщенности пласта газовой фазой относительная проницаемость газа достигает своего максимума — единицы.

Специальными экспериментами установлено также, что для трещинных коллекторов кривые фазовых проницаемостей отличаются от соответствующих кривых, полученных при исследованиях гранулярных коллекторов.

Изучение фильтрации газированной жидкости в лаборатории показало [57, 59], что при содержании в песках до 20% жидкости от объема пор и в известняке до 50% жидкости фазовая проницаемость для жидкости близка к нулю. Относительная проницаемость газовой фазы $K_г$ равна 90% для песков и 98% для известняков. В этих условиях жидкость в потоке может оказаться неподвижной. Наоборот, при содержании в песках или песчаниках до 20%, а в порах известняка до 30% газа фазовая проницаемость последнего пренебрежимо мала и газ в потоке практически неподвижен. Это затрудняет фильтрацию воды в потоке.

При медленной фильтрации подземных вод пузырьки газа могут постепенно отслаиваться и всплывать кверху, образуя свободные газовые скопления.

При быстрой фильтрации воды, например к скважине, вскрывшей напорный газонасыщенный водоносный пласт, ускоренное падение давления приводит к выделению большого количества пузырьков газа. В условиях, когда дебит газа превышает дебит воды в 2—3 раза, газоотделение происходит неравномерно, что вызывает перемежающееся фонтанирование скважины. Аналогичное явление может наблюдаться и для восходящих источников (явление интермиттенции).

Исследования показали, что [57] уравнение фильтрации газированной жидкости может быть представлено в виде

$$v_ж = -\frac{K_п}{\mu}\frac{dH}{dL}, \qquad \text{(XIV-101)}$$

где $K_п$ — коэффициент проницаемости в условиях фильтрации однородной жидкости, м² (дарси); μ — вязкость жидкости, спз; H — некоторая функция давления, которая после подстановки в уравнение фильтрации для однородной жидкости дает скорость фильтрации жидкой фазы газированной жидкости. Функция H может быть получена из следующего выражения:

$$H^* = \int_0^{p^*} K_ж^1 \, dp^*, \qquad \text{(XIV-102)}$$

где $H^* = \dfrac{H}{P_{ат}\xi}$ — приведенная функция, т. е. $H = H^* p_{ат}\xi$.

$$\xi = p' [G(f) + \beta] = \Gamma \frac{\mu_г}{\mu_ж}; \quad \text{(XIV-103)}$$

где $p' = p/p_{ат}$ — давление, приведенное к атмосферному;

$$G(f) = K_г/K_ж; \quad \text{(XIV-104)}$$

Γ — газовый фактор; f — насыщенность порового пространства жидкостью;

$$\beta = \frac{\mu_г}{\mu_ж} \alpha_р; \quad \text{(XIV-105)}$$

$\alpha_р$ — объемный коэффициент растворимости газа в воде при данной температуре;

$$p^* = \frac{1}{G(f) + \beta} = \frac{p'}{\xi}. \quad \text{(XIV-106)}$$

Кривая $G(f)$ в зависимости от f, выраженная в процентах, представлена на рис. XIV-6.

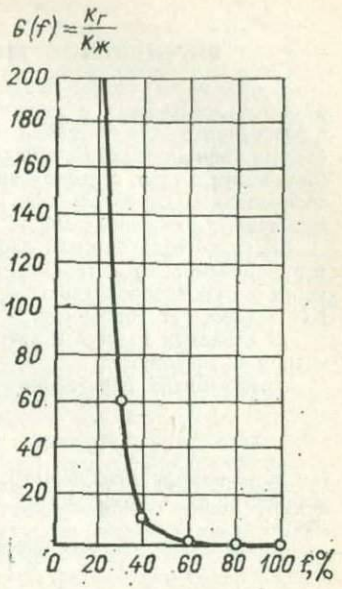


Рис. XIV-6. Характер зависимости газового фактора $G(f)$ от насыщенности жидкостью порового пространства f.

Таким образом, как это было установлено С. А. Христиановичем, если заменить в формулах расхода и распределения напоров, соответствующих однородной несжимаемой жидкости, давление p на H, то можно получить соответствующие формулы для газированной жидкости.

Например, для линейного установившегося потока газированной жидкости можно написать

$$Q_ж = \frac{K_п}{\mu_ж} \frac{H_к - H_г}{L_к}; \quad \text{(XIV-107)}$$

$$H = H_г + \frac{H_к - H_г}{L_к} x. \quad \text{(XIV-108)}$$

Для радиального потока газированной жидкости имеем

$$Q_ж = \frac{2\pi K_п M}{\mu_ж} \frac{(H_к - H_с)}{\ln \frac{R_к}{r_с}}; \quad \text{(XIV-109)}$$

$$H = H_с + \frac{H_к - H_с}{\ln \frac{R_к}{r_с}} \cdot \ln \frac{r}{r_с}. \quad \text{(XIV-110)}$$

Дебит газа определяется из формулы

$$Q_г = Q_ж r = \frac{2\pi K M \xi (H_к - H_с)}{\mu_г \ln (R_к/r_с)}, \quad \text{(XIV-111)}$$

где $K_п$ — проницаемость породы в условиях фильтрации однородной жидкости, м^2 (дарси); M — мощность напорного водоносного пласта; $H_к$, $H_г$ — значения функции H на контуре питания и в галерее, м; $H_с$ — значение функции H в скважине, м; $L_к$ — расстояние от галереи до контура питания, м; x — расстояние от точки, в которой определялось значение функции H, до галереи, м; $r_с$ — радиус скважины, м; r — радиус в точке, в которой определяется значение функции H, м.

ГЛАВА XV

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Гидрогеологические параметры составляют основу для гидродинамических расчетов, связанных с движением подземных вод в водоносных горизонтах, с разведкой и эксплуатацией месторождений пресных, лечебных, промышленно-ценных, термальных подземных вод, месторождений твердых полезных ископаемых, нефти и газа, сельскохозяйственными мелиорациями, с гидрогеологическим обоснованием строительства различных сооружений (гидротехнических, промышленных, железных дорог, метрополитенов, нефтегазопроводов и др.).

К гидрогеологическим параметрам относятся коэффициенты: фильтрации K и проницаемости $K_п$, гравитационной $\mu_п$ и упругой μ^* водоотдачи, пьезопроводности a и уровнепроводности $a_у$, водопроводимость напорного КМ и безнапорного КН водоносных горизонтов.

В слоистых толщах и речных долинах нередко кроме перечисленных параметров определяются:

коэффициент перетекания B

$$B = \sqrt{KM\frac{m_0}{K_0}}, \qquad (XV\text{-}1)$$

где K — коэффициент фильтрации основного водоносного горизонта; M — его мощность; K_0 — коэффициент фильтрации разделяющего слоя; m_0 — его мощность;

коэффициент сопротивления русловых отложений A_0

$$A_0 = \frac{m_0}{K_0}, \qquad (XV\text{-}2)$$

где m_0 — мощность русловых отложений; K_0 — коэффициент фильтрации слагающих их пород.

§ 1. Краткая характеристика методов определения гидрогеологических параметров

Определение гидрогеологических параметров в настоящее время осуществляется главным образом по данным опытно-фильтрационных работ, а также по результатам эксплуатации действующих водозаборов. Современные методы определения гидрогеологических параметров базируются на уравнениях неустановившегося движения. В частных случаях при стационарном, квазистационарном и ложностационарном режимах такие параметры, как водопроводимость, коэффициент фильтрации, а также параметры перетекания и сопротивления русловых отложений могут быть рассчитаны по формулам стационарной фильтрации. Все методы определения гидрогеологических параметров по результатам опытно-фильтрационных работ могут быть условно подразделены на две группы.

Методы первой группы используют данные того периода откачек (нагнетаний, наливов), при котором на закономерности изменения уровня в процессе опытно-фильтрационных работ не сказывается влияние границ исследуемого пласта в плане и разрезе. В этом случае закономерности изменения уровней определяются только фильтрационными и емкостными свойствами водовмещающих пород. Методами первой группы определяются основные гидрогеологические параметры: водопроводимость, коэффициенты фильтрации, пьезопроводности или уровнепроводности, водоотдачи. Методы второй группы основаны на использовании данных того периода опытных работ, при котором закономерности изменения уровней подземных вод во времени и в пространстве определяются не только фильтрационными и емкостными свойствами водовмещающих пород, но и условиями на границах пласта в плане и в разрезе. С помощью методов второй группы кроме основных гидрогеологических параметров могут быть определены и такие параметры, как коэффициент перетекания, параметры, характеризующие фильтрационное сопротивление ложа водотоков и водоемов.

Для определения гидрогеологических параметров по данным опытно-фильтрационных работ применяются уравнения, описывающие закономерности дви-

жения подземных вод к скважинам либо в неограниченных изолированных водоносных горизонтах (методы первой группы), либо с учетом границ исследуемого водоносного горизонта в плане и в разрезе (методы второй группы). В зависимости от приемов обработки этих уравнений можно выделить следующие наиболее распространенные на практике методы определения параметров: метод подбора; метод эталонных кривых; метод прослеживания изменения понижения уровня во времени и по площади. Подробно характеристика этих методов будет приведена в последующих параграфах. Здесь же остановимся только на кратких рекомендациях по использованию различных методов определения гидрогеологических параметров по данным опытно-фильтрационных работ.

Прежде всего следует учитывать, что определение гидрогеологических параметров по результатам опытных откачек нельзя отождествлять с проведением чисто расчетных операций с использованием соответствующих формул, описывающих закономерности движения подземных вод к скважинам. Разнообразие гидрогеологических условий, сложный характер формирования режима подземных вод при опытных откачках, когда одинаковые закономерности изменения уровней и расходов могут быть вызваны влиянием самых различных факторов — все это требует обязательного анализа и интерпретации данных опытно-фильтрационных работ, основным содержанием которых является доказательство соответствия опытных закономерностей изменения уровней принятым для обработки математическим зависимостям. В связи с этим, там где это возможно, для определения коэффициентов водопроводимости (фильтрации) и пьезопроводности (уровнепроводности) следует отдавать предпочтение методам первой группы. Методы второй группы необходимы в тех случаях, когда анализируемые опытные закономерности не имеют участков, не испытывающих влияния границ, а также при определении коэффициентов перетекания, фильтрационного сопротивления русловых отложений и т. д.

При определении гидрогеологических параметров используются либо данные о понижениях уровня в различных точках пласта в какой-то момент времени, либо данные об изменении понижения уровня подземных вод во времени в какой-либо точке пласта. Достоверность определения параметров будет повышаться с увеличением количества точек с данными о понижениях уровня. Увеличение количества точек позволяет также получить более надежные доказательства соответствия опытных закономерностей принятым математическим зависимостям.

Если с этой точки зрения рассмотреть выделенные методы подбора, эталонных кривых и прослеживания уровня, то можно сделать следующие выводы о целесообразности использования этих методов.

Наименее целесообразным, очевидно, является метод подбора и подобные ему аналитические методы, так как при его использовании соответствие применяемых зависимостей реальным природным условиям практически не контролируется, а определения проводятся всего по двум точкам. В методах эталонной кривой соответствие принятой зависимости опытным данным решается совмещением эталонной и экспериментальной кривой. Надежность определения параметров в этом случае определяется степенью совмещения. Если добиться хорошего совмещения не удается, что имеет место при действии различных факторов, вызывающих деформации опытных закономерностей, дальнейшая интерпретация опытных данных этим методом становится неопределенной. Неоднозначность совмещения эталонных и опытных кривых определяется также небольшим изменением понижения уровня во времени в наблюдательных скважинах. Кроме того, метод эталонных кривых обычно используется для оценки параметров по данным изменения уровня во времени в одной точке пласта, что исключает возможность контроля параметров, определенных по закономерностям изменения уровня как во времени, так и по площади.

Таким образом, метод эталонной кривой имеет ограниченное применение. Перечисленных недостатков лишены графо-аналитические методы прослеживания уровня во времени и по площади (методы Джейкоба), которые могут быть использованы при квазистационарном режиме фильтрации. В этом случае достаточно надежно по сравнительно большому количеству точек может быть установлено соответствие опытных данных принятой математической модели, а достоверность рассчитываемых параметров контролируется различными способами

их определения (по закономерностям изменения уровня во времени и по площади). В связи с этим по возможности предпочтение следует отдавать графо-аналитическим методам прослеживания. Поэтому в последующих параграфах наибольшее внимание уделяется этим методам. Однако дается также характеристика и методов подбора и эталонной кривой, которые могут быть использованы и при нестационарной фильтрации (в отличие от метода Джейкоба, который применяется только в условиях квазистационарного режима). Подробнее характеристика гидрогеологических параметров изложена в работах [2, 7, 8, 14, 17а, 18].

§ 2. Определение параметров в однородных водоносных горизонтах

Напорный водоносный горизонт. Откачка из совершенной скважины при неустановившемся движении. В напорном изолированном водоносном горизонте понижение уровня формируется в результате проявлений упругого режима подземных вод. Зависимость между понижением уровня и временем при откачке с постоянным дебитом выражается уравнением Тейса:

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} E_i\left(\frac{r^2}{4at}\right), \qquad \text{(XV-3)}$$

где S — понижение напора на расстоянии r от скважины, из которой проводится откачка, через время t после начала откачки; Q — дебит скважины, м³/сутки; KM — водопроводимость водоносного горизонта, м²/сутки; a — коэффициент пьезопроводности, м²/сутки; E_i — интегральная показательная функция.

Через определенное время (тем большее, чем больше расстояние от скважины, в которой фиксируется положение, до скважины, из которой проводится откачка) интегральная функция E_i может быть аппроксимирована логарифмической функцией и формула (XV-3) принимает следующий вид:

$$S = \frac{0{,}183Q}{KM} \lg \frac{2{,}25at}{r^2}. \qquad \text{(XV-4)}$$

Время, по истечении которого допустима замена интегральной функции ее логарифмическим приближением, получило название времени наступления квазистационарного режима, а зона, в которой действует логарифмическая зависимость между понижением уровня и временем, — зоны (области) квазистационарного режима. Отличительной особенностью этой зоны является одинаковый темп снижения уровня во всех точках, расположенных в ее пределах. Таким образом, в зоне квазистационарного режима кривые депрессии во времени перемещаются параллельно самим себе. Радиус зоны (r_{00}) и время наступления (t_{00}) квазистационарного режима могут быть определены по формулам

$$r_{00} = 0{,}63\sqrt{at}; \qquad \text{(XV-5)}$$

$$t_{00} \geqslant 2{,}5r^2/a. \qquad \text{(XV-6)}$$

Определение гидрогеологических параметров при откачках с постоянным дебитом методом прослеживания понижения (метод Джейкоба) основано на использовании зависимости (XV-4), а методами подбора и эталонной кривой — (XV-3).

Метод Джейкоба. Для определения параметров методом Джейкоба формула (XV-4) преобразуется в уравнение прямой линии в координатах: S — $\lg t$; S — $\lg r$ и S — $\lg(t/r^2)$. В зависимости от выбранных координат выделяются три способа обработки данных опытно-фильтрационных работ.

Способ временного прослеживания понижения уровня. Этот способ заключается в построении графика зависимости

$$S = f(\lg t). \qquad \text{(XV-7)}$$

При $r = \text{const}$ график имеет вид прямой

$$S = A_t + C_t \lg t. \qquad \text{(XV-8)}$$

По ней определяются угловой коэффициент C_t и отрезок отсекаемого на оси ординат A_t (рис. XV-1). При известных величинах A_t и C_t гидрогеологические параметры (коэффициенты водопроводимости и пьезопроводности) рассчитываются по формулам

$$KM = 0{,}183Q/C_t; \qquad \text{(XV-9)}$$

$$\lg A = 2\lg r - 0{,}35 + A_t/C_t. \qquad \text{(XV-10)}$$

Способ площадного прослеживания. При этом способе строится график зависимости понижения уровня в наблюдательных скважинах от логарифма расстояния от наблюдательной скважины до центральной (рис. XV-2). Этот график при $t = \text{const}$ выражается уравнением

$$S = A_r - C_r \lg r. \qquad \text{(XV-11)}$$

Определив параметры графика A_r (начальную ординату) и C_r (угловой коэффициент), можно рассчитать коэффициенты водопроводимости и пьезопроводности по следующим зависимостям:

$$KM = 0{,}366Q/C_r; \qquad \text{(XV-12)}$$

$$\lg a\,(2A_r/C_r) - 0{,}35 - \lg t. \qquad \text{(XV-13)}$$

Площадные графики могут строиться на несколько моментов времени, отвечающих условию XV-6.

Способ комбинированного прослеживания заключается в прослеживании изменения понижения уровня во времени в нескольких наблюдательных скважинах, построения и обработки графика вида (рис. XV-3).

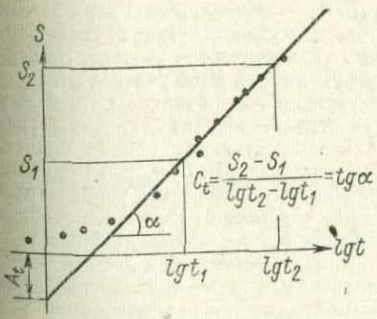
$$S = A_k + C_k \lg (t/r^2). \qquad \text{(XV-14)}$$

Как и для других способов Джейкоба, определяются начальная ордината A_k и угловой коэффициент C_k графика и при известных их значениях рассчитываются гидрогеологические параметры:

$$KM = 0{,}183Q/C_k; \qquad \text{(XV-15)}$$

$$\lg a = (A_k/C_k) - 0{,}35. \qquad \text{(XV-16)}$$

На общий график $S - \lg (t/r^2)$ наносят данные сразу по всем наблюдательным скважинам.



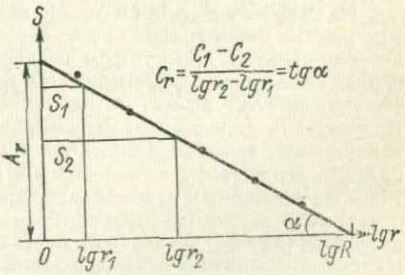


Рис. XV-1. Графики временного прослеживания понижения уровня $S = f(\lg t)$.

Рис. XV-2. График площадного прослеживания понижения уровня $S = f(\lg r)$.

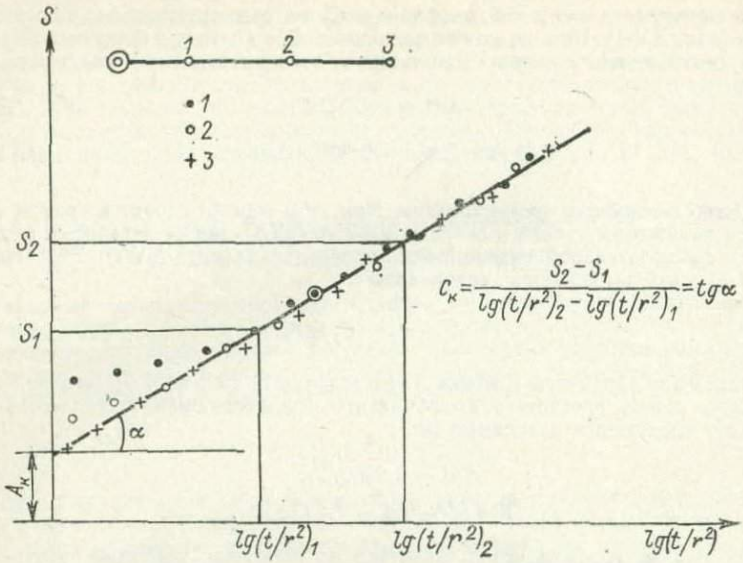


Рис. XV-3. График комбинированного прослеживания понижения уровня.
1—3 — скважины.

При использовании метода Джейкоба начальные ординаты графиков (A_t, A_r и A_k) целесообразно определять непосредственно по графикам, а угловые коэффициенты рассчитывать по формулам

$$C_t = \frac{S_2 - S_1}{\lg t_2 - \lg t_1}; \qquad \text{(XV-17)}$$

$$C_r = \frac{S_2 - S_1}{\lg r_2 - \lg r_1}; \qquad \text{(XV-18)}$$

$$C_k = \frac{S_2 - S_1}{\lg\left(\frac{t}{r^2}\right)_2 - \lg\left(\frac{t}{r^2}\right)_1}, \qquad \text{(XV-19)}$$

где S_2, S_1; $\lg t_2$, $\lg t_1$; $\lg r_2$, $\lg r_1$; $\lg (t/r^2)_2$; $\lg (t/r^2)_1$ — коэффициенты двух любых точек, расположенных на прямолинейной части соответствующих графиков.

На графиках $S - \lg t$ и $S - \lg (t/r^2)$ обычно выделяются три участка. На первом участке точки графика не ложатся на прямую линию. Этот участок отвечает периоду времени, при котором не действует логарифмическая зависимость между понижением уровня и временем. На третьем участке происходит отклонение графика от прямой линии, что может быть объяснено влиянием границ пласта. Поэтому для определения параметров следует использовать среднюю прямолинейную часть графика, причем при разбросе точек нужно проводить усредненную прямую. В напорном изолированном однородном водоносном горизонте разброс точек на временных и комбинированных графиках (на их прямолинейных участках) объясняется главным образом нерегулярными изменениями дебита в процессе откачки около некоторого постоянного значения, а также метрологическими ошибками. В связи с этим непременным этапом определения параметров по этим графикам является отбраковка точек, используемых для построения графиков.

На графике $S - \lg r$ отклонение от прямой линии обычно фиксируется на конечном участке графика, так как дальние наблюдательные скважины могут не попасть в зону квазистационарного режима. Надежным критерием квазистацио-

нарности является параллельность прямых $S - \lg r$, построенных на разные моменты времени. В связи с этим рекомендуется строить графики площадного прослеживания для нескольких моментов времени после начала откачки.

Способы площадного и комбинированного прослеживания основаны на использовании данных об изменении уровня в наблюдательных скважинах, способ временного прослеживания может быть использован как для центральных, так и для наблюдательных скважин. При этом следует учитывать, что на понижение уровня в центральной скважине значительное влияние оказывают сопротивления, возникающие при входе воды в скважину, в призабойной зоне, а также при движении по скважине. Поэтому ошибки в коэффициентах пьезопроводности, определенных по откачкам из одиночных скважин, достигают нескольких порядков, и проводить расчеты пьезопроводности по таким откачкам не рекомендуется. Так как через некоторое, обычно относительно короткое, время дополнительное фильтрационное сопротивление, обусловленное несовершенством скважин, стабилизируется, то на коэффициент водопроводимости, определяемый способом временного прослеживания, несовершенство скважин практически не влияет, темп изменения уровня (угловой коэффициент графика C_t) остается неизменным. Следует помнить, что на понижения уровня в центральных скважинах наиболее значительное влияние оказывают нерегулярные изменения дебита. В связи с этим определение водопроводимости по центральным скважинам целесообразно только при очень небольших колебаниях дебита. Кроме того, при расчетах по центральным скважинам в водоносных горизонтах с небольшой водопроводимостью необходимо учитывать влияние емкости самой скважины. Это влияние проявляется в начальные периоды откачки, а обработка данных откачек с учетом емкости скважины очень сложна, целесообразно для расчетов параметров использовать периоды времени, когда освобожденнем емкости можно пренебречь. По В. М. Шестакову, с погрешностью менее 5% влияние емкости можно не учитывать, если выдерживается следующее соотношение:

$$Qt/(\omega_c S) \leqslant 20, \qquad \text{(XV-20)}$$

где Q — дебит скважины; t — время откачки; S — понижение уровня на момент времени t; ω_c — площадь горизонтального сечения скважины.

Все изложенные способы могут быть применены при откачках не только с постоянным дебитом, но и с постоянным понижением уровня (например, при выпусках) и при откачках с дебитом, изменяющимся по определенному закону. В этих случаях вместо графиков $S - \lg t$, $S - \lg r$, $S - \lg (t/r^2)$ строятся графики $S/Q - \lg t$, $S/Q - \lg r$, $S/Q - \lg (t/r^2)$.

При этом при откачках при постоянном понижении уровня коэффициенты водопроводимости определяются по следующим зависимостям:

при временном прослеживании

$$KM = \frac{0{,}183}{C_t}; \qquad \text{(XV-21)}$$

при площадном прослеживании

$$KM = \frac{0{,}366}{C_r}; \qquad \text{(XV-22)}$$

при комбинированном прослеживании

$$KM = \frac{0{,}183}{C_k}. \qquad \text{(XV-23)}$$

Изложенная методика определения гидрогеологических параметров может быть использована и для обработки данных групповых откачек и откачек со скачкообразным изменением дебита. При этом в расчет вводятся приведенные время и расстояние, учитывающие различное время пуска центральных скважин, их удаление от наблюдательных, а также различие в дебитах центральных скважин.

В качестве примера приведем зависимости для групповой откачки, проводящейся из n разновременно включенных скважин. Для этого случая формулу для расчета понижения уровня воды в какой-либо точке пласта можно записать в следующем виде:

$$S = \frac{0{,}183 Q_{\text{сум}}}{KM} \lg \frac{2{,}25 t_{\text{пр}}}{r_{\text{пр}}}, \qquad \text{(XV-24)}$$

где $Q_{\text{сум}}$ — суммарный дебит скважин, м³/сутки; $t_{\text{пр}}$ — приведенное время опытной откачки, определяется по формуле

$$\lg t_{\text{пр}} = \frac{Q_1 \lg t_1 + Q_2 \lg t_2 + \ldots + Q_n \lg t_n}{Q_{\text{сум}}}; \qquad \text{(XV-25)}$$

$r_{\text{пр}}$ — приведенное расстояние от скважин, из которых проводится откачка, до скважины, в которой определяется понижение уровня, рассчитывается по формуле

$$\lg r_{\text{пр}} = \frac{Q_1 \lg r_1 + Q_2 \lg r_2 + \ldots + Q_n \lg r_n}{Q_{\text{сум}}}, \qquad \text{(XV-26)}$$

где Q_1, Q_2, ..., Q_n — дебиты центральных скважин с номерами 1, 2, ..., n; t_1, t_2, ..., t_n — время от момента включения в откачку скважин с номерами 1, 2, ..., n до момента, на который определяется понижение; r_1, r_2, ..., r_n — расстояния от скважин с номерами 1, 2, ..., n до скважины, в которой определяется понижение.

Формула (XV-24) идентична формуле (XV-5). Поэтому обработка данных групповых откачек может производиться так же, как при откачке из одной скважины, способами временного, площадного и комбинированного прослеживания. Графики прослеживания при этом строятся в координатах $S - \lg t_{\text{пр}}$, $S - \lg r_{\text{пр}}$, $S - \lg (t_{\text{пр}}/r^2_{\text{пр}})$.

Так как формула (XV-24) справедлива для квазистационарного режима, то этот метод обработки может быть использован только при выполнении условия

$$r^2_{\max}/(4at) \leqslant 0{,}1, \qquad \text{(XV-27)}$$

где $r_{\max}$ — максимальное расстояние от центральной до наблюдательной скважины.

Расчетные точки для построения графиков прослеживания необходимо брать для моментов времени, превышающих время пуска последней скважины.

Метод подбора. Этот метод следует применять только при кратковременных откачках для наблюдательных скважин, не расположенных в зоне квазистационарного режима. Он основан на использовании формулы (XV-4). Если известны два значения понижения уровня (S_1 и S_2) на два соответствующих момента времени (t_1 и t_2) после начала откачки, проводимой с постоянным дебитом, то из формулы (XV-4) можно получить следующее выражение:

$$\frac{S_2}{S_1} = \frac{E_i\,[r^2/(4at_2)]}{E_i\,[r^2/(4at_1)]}. \qquad \text{(XV-28)}$$

Определение a производится подбором. Для удобства расчетов В. М. Шестаков [32] предложил выбирать понижения уровня S_1 и S_2 на моменты времени t_1 и t_2, различающиеся в α раз, т. е.

$$t_2 = \alpha t_1, \qquad \text{(XV-29)}$$

где $\alpha = 1{,}5;\ 2{,}0;\ 2{,}5;\ 3{,}0$.

Для таких значений α В. М. Шестаковым [32] составлен график (рис. XV-4) зависимости S_2/S_1 от u, где

$$u = r^2/(4at_1). \qquad \text{(XV-30)}$$

По графику при известных значениях S_2/S_1 и α определяется u, а затем рассчитывается коэффициент пьезопроводности по формуле

$$a = r^2/4ut_1. \qquad \text{(XV-31)}$$

Коэффициент водопроводимости определяется по формуле

$$KM = \frac{Q}{4\pi S_1} E_i\left(-\frac{r^2}{4at_1}\right). \quad \text{(XV-32)}$$

Метод эталонной кривой. Этот метод также основан на использовании формулы (XV-4), которую можно представить в следующем виде:

$$\lg S = \lg \frac{Q}{4\pi KM} + \lg\left[E_i\left(\frac{r^2}{4at}\right)\right]. \quad \text{(XV-33)}$$

В то же время для безразмерного параметра u, представляющего собой аргумент экспоненциальной функции $u = r^2/(4at)$, можно записать

$$\lg(1/u) = \lg(4a) + \lg(t/r^2). \quad \text{(XV-34)}$$

Как видно из выражений (XV-33) и (XV-34), значения $\lg S$ и $\lg[E_i(r^2/4at)]$, а также $\lg(1/u)$ и $\lg(t/r^2)$ отличаются друг от друга на постоянные величины $-\lg(Q/4\pi KM)$ и $\lg(4a)$.

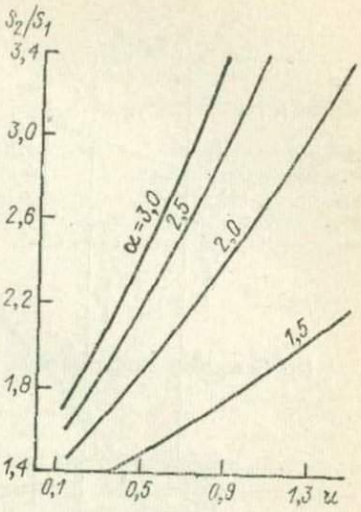


Рис. XV-4. График зависимости понижения уровня от u.

Если теперь построить графики зависимости $\lg S$ от $\lg(t/r^2)$ (по результатам откачек) и $\lg[E_i(r^2/4at)]$ от $\lg(1/u)$, который будет являться эталонной кривой, и совместить эти графики, добиваясь их наилучшего совпадения при сохранении параллельности осей координат (рис. XV-5), то гидрогеологические параметры можно рассчитать по формулам

$$\lg \frac{Q}{4\pi KM} = \lg S - \lg[E_i(r^2/4at)]; \quad \text{(XV-35)}$$

$$\lg(4a) = \lg(1/u) - \lg(t/r^2). \quad \text{(XV-36)}$$

Все выражения, стоящие в правой части уравнений (XV-35) и (XV-36), при этом представляют собой соответствующие координаты любой точки совмещенного графика. Для удобства построения графика (его следует делать на кальке) эталонной кривой можно воспользоваться следующими данными (по В. М. Шестакову):

$\lg(1/u)$	$\lg\{E_i[r^2/(4at)]\}$	$\lg(1/u)$	$\lg\{E_i[r^2/(4at)]\}$
−0,3	−1,31	0,5	−0,062
−0,15	−0,943	0,7	−0,086
0	−0,66	1	0,26
0,15	−0,433	1,3	0,393
0,3	−0,254		

Из методов определения гидрогеологических параметров при неустановившемся движении отметим еще метод Ли Юн-Шаня. Он предложил определять коэффициент пьезопроводности по времени перехода от понижения к восстановлению уровня в наблюдательной скважине после прекращения откачки. Расчет коэффициента пьезопроводности производится по формуле

$$a = \frac{r^2 T}{4(t_m - T)\, t_m \ln \dfrac{t_m}{t_m - T}}, \quad \text{(XV-37)}$$

где r — расстояние от наблюдательной скважины до центральной, м; T — время от начала до прекращения откачки с постоянным расходом, сутки; t_m — время

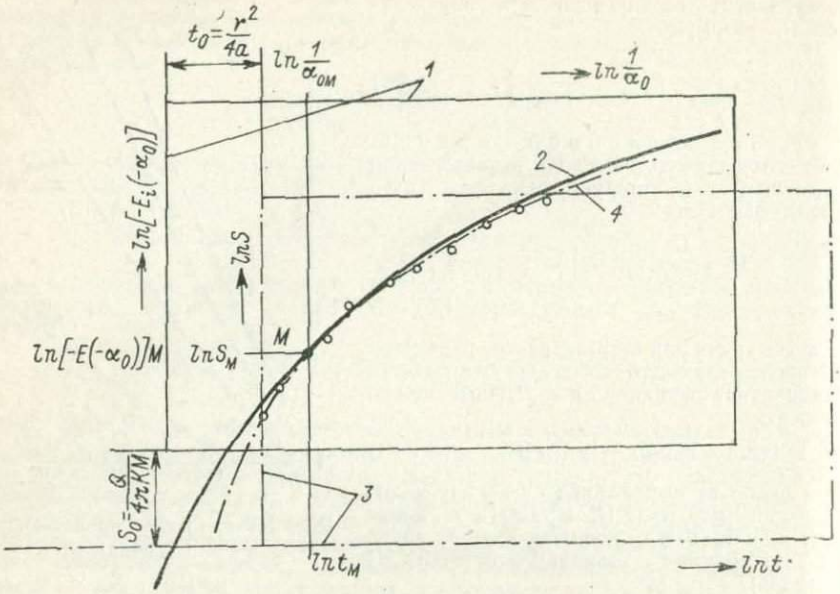


Рис. XV-5. Эталонная (теоретическая) и опытные кривые для определения KM и a по наблюдательным скважинам.

1 — координаты эталонной кривой; *2* — эталонная кривая; *3* — координаты опытной кривой; *4* — опытная кривая.

от начала откачки до момента перехода от понижения к повышению уровня воды в наблюдательной скважине, сутки.

При известном значении коэффициента пьезопроводности коэффициент водопроводимости может быть найден по формуле

$$KM = \frac{Q}{4\pi S}\left[E_i\left(\frac{r^2}{4at}\right) - E_i\left(\frac{r^2}{4a\,(t-T)}\right)\right], \qquad \text{(XV-38)}$$

где S — понижение уровня от статического на момент времени t после начала откачки $(t > T)$.

Использование этого метода требует очень высокой точности определения момента времени t перехода от понижения уровня воды к повышению.

Изложенные выше методы прослеживания уровня, подбора и эталонной кривой могут быть использованы и для определения параметров по данным наблюдений за восстановлением уровня после прекращения откачки. При этом вместо значений понижений уровня берутся значения повышений уровня, отсчитываемые от уровней, измеренных перед прекращением откачки, а дебит принимается равным расходу воды при откачке. Поскольку предлагаемая методика не учитывает процессов развития понижения после окончания откачки, то ее можно использовать только в течение ограниченного периода времени, определяемого соотношениями

$$t_1 \leqslant 1{,}1t_0; \qquad t_2 \leqslant 1{,}1t_1, \qquad \text{(XV-39)}$$

где t_0 — время от начала до прекращения откачки; t_1 — начальный момент периода, который можно использовать для определения параметров без учета влияния процессов развития понижения после прекращения откачки; t_2 — конечный момент этого периода; t_1, t_2 — отсчитываются от начала откачки.

В более общем случае параметры по данным восстановления определяются исходя из следующей зависимости:

$$S = \frac{Q}{4\pi KM}\left[E_i\left(\frac{r^2}{4at}\right) - E_i\left(\frac{r^2}{4a\,(t-t_0)}\right)\right], \qquad \text{(XV-40)}$$

где t_0 — продолжительность откачки; t — время от начала откачки до момента, на который рассчитывается понижение уровня.

Определение параметров в этих случаях проводится либо подбором (так же, как это было охарактеризовано для опытных откачек), либо графо-аналитическим методом прослеживания понижения уровня во времени. Последний метод, как уже указывалось в § 1 настоящей главы, является более предпочтительным и может быть применен в зоне квазистационарного режима, т. е. при соблюдении условия

$$\frac{r^2}{4a\,(t-t_0)} \leqslant 0{,}1\,. \qquad \text{(XV-41)}$$

При выполнении этого условия выражение (XV-40) преобразуется в формулу

$$S = \frac{0{,}183Q}{KM}\lg\frac{t}{t-t_0}\,. \qquad \text{(XV-42)}$$

Для определения коэффициента водопроводимости строится график в координатах S — $\lg\,[t/(t-t_0)]$, который должен быть прямой линией, проходящей через начало координат. Расчет коэффициента водопроводимости проводится по формуле

$$KM = \frac{0{,}183Q}{C}\,, \qquad \text{(XV-43)}$$

где C — угловой коэффициент графика.

Он может быть рассчитан по координатам двух любых точек прямолинейного участка графика S — $\lg\,[t/(t-t_0)]$ по формуле

$$C = \frac{S_1 - S_2}{\left(\lg\frac{t}{t-t_0}\right)_1 - \left(\lg\frac{t}{t-t_0}\right)_2}\,. \qquad \text{(XV-44)}$$

При определении параметров по данным восстановления уровней в центральной скважине, так же как и при обработке данных опытных откачек, необходимо обосновать возможность игнорирования влияния заполнения емкости скважины. Для этих целей может быть использован критерий (XV-20), в который вместо S следует подставлять ΔH (повышение уровня). Высказанные ранее рекомендации о нецелесообразности определения коэффициента пьезопроводности по данным одиночных откачек остаются в силе и для наблюдений за восстановлением уровня; то же самое относится и к определению коэффициента водопроводимости, если откачка проводилась с нерегулярными изменениями дебита.

Откачка при установившемся движении. Прежде всего отметим, что в напорных изолированных пластах при откачке с постоянным дебитом режим движения не может быть установившимся, если влияние откачки не достигло питающих границ пласта. Однако в зоне квазистационарного режима на каждый момент времени распределение напоров описывается уравнением стационарной фильтрации. Это позволяет для расчета водопроводимости использовать формулы Дюпюи: для центральной скважины

$$KM = \frac{0{,}366Q\lg\,(R_n/r_0)}{S_0}\,; \qquad \text{(XV-45)}$$

для центральной и наблюдательной скважины

$$KM = \frac{0{,}366Q\lg\,(r_1/r_0)}{S_0 - S_1}\,; \qquad \text{(XV-46)}$$

для двух наблюдательных скважин

$$KM = \frac{0{,}366Q \lg (r_2/r_1)}{S_2 - S_1}, \qquad \text{(XV-47)}$$

где S_0, S_1, S_2 — понижение уровня соответственно в центральной, в первой и второй наблюдательных скважинах; r_1 и r_2 — расстояние от первой и второй наблюдательных скважин до центральной; r_0 — радиус центральной скважины; R_n — приведенный радиус влияния, определяется по формуле

$$R_n = 1{,}5\sqrt{at}. \qquad \text{(XV-48)}$$

Как уже указывалось, даже в совершенной по степени вскрытия центральной скважине на понижение уровня оказывают влияние различные сопротивления в прискважинной зоне, а также потери напора при движении воды по скважине. В связи с этим расчеты по формулам (XV-45)—(XV-46), куда входят понижения уровня в центральной скважине, обычно дают самые приближенные значения параметров и могут быть использованы только для ориентировочных расчетов. Формула (XV-47) для двух наблюдательных скважин является частным случаем площадного прослеживания понижения или повышения уровня.

В связи с тем что при продолжительности откачек, имеющей место в практике, приведенный радиус влияния меняется в незначительных пределах и в формуле (XV-45) находится под знаком логарифма, для ориентировочных расчетов формула может быть представлена в следующем виде:

$$KM = Aq, \qquad \text{(XV-49)}$$

где q — удельный дебит скважины и A — коэффициент, определяемые по формулам

$$q = \frac{Q}{S_0}; \qquad \text{(XV-50)}$$

$$A = 0{,}366 \lg \frac{(R_n)}{r_0}. \qquad \text{(XV-51)}$$

Коэффициент A можно принимать равным 100—150, если удельный дебит измеряется в литрах в секунду на 1 м понижения, а коэффициент водопроводимости — в квадратных метрах на сутки. Минимальные значения коэффициента A относятся к слабоводопроницаемым горным породам, максимальные — к высоководопроницаемым. В среднем его значение составляет 130. Более надежно коэффициент A может быть определен по данным кустовых откачек при установлении корреляционной связи между значениями водопроводимости, рассчитанными по опытной и наблюдательным скважинам. Тогда эта величина будет включать в себя и среднее значение поправки на несовершенство скважин по характеру вскрытия [7].

Откачка из несовершенной скважины при неустановившемся движении. Зависимости, характеризующие изменение уровней в начальный неустановившийся момент откачки из несовершенной скважины, очень сложны для определения гидрогеологических параметров. Поэтому расчеты параметров при таких откачках следует проводить для периодов времени, превышающих время наступления квазистационарного режима. В этом случае понижение уровня при откачке с постоянным дебитом может быть представлено уравнением

$$S = \frac{0{,}183Q}{KM}\left(\lg \frac{2{,}25at}{r^2} + 0{,}434\xi\right), \qquad \text{(XV-52)}$$

где ξ — фильтрационное сопротивление, учитывающее несовершенство скважин.

Для центральной скважины, а также для наблюдательных, расположенных в непосредственной близости от центральной, сопротивление складывается из двух составляющих — сопротивления, определяемого несовершенством скважины по степени вскрытия ξ', и сопротивления по характеру вскрытия водоносного горизонта ξ''. Сопротивление ξ' зависит от отношения длины фильтра центральной скважины к мощности водоносного горизонта, положения фильтра

Таблица XV-1

Значения сопротивления в зависимости от отношений l/M и M/r

l/M	M/r									
	0,5	1	3	10	30	100	200	500	1000	2000
0,1	0,00391	0,122	2,04	10,4	24,3	42,8	53,8	69,5	79,6	90,9
0,3	0,00297	0,0908	1,29	4,79	9,2	14,5	17,7	21,8	24,9	28,2
0,5	0,00165	0,0494	0,656	2,26	4,21	6,5	7,86	9,64	11,0	12,4
0,7	0;000546	0,0167	0,237	0,879	1,69	2,67	3,24	4,01	4,58	5,19
0,9	0,000048	0,0015	0,0251	0,128	0,3	0,528	0,664	0,846	0,983	1,12

скважины и расстояния от центральной скважины до точки, в которой определяется понижение. Оно может быть определено по табл. XV-1, где значения сопротивления приведены в зависимости от отношений l/M и M/r [11].

В таблице l — длина фильтра центральной скважины, M — мощность горизонта, r — радиус скважин (если расчет проводится для центральной скважины) или расстояние от центральной скважины до наблюдательной (при расчете по наблюдательным скважинам).

Как видно из табл. XV-1, сопротивления за счет несовершенства скважины по степени вскрытия для наблюдательных скважин, расположенных на расстояниях, примерно равных мощности водоносного горизонта или превышающих его, очень незначительны и их можно не учитывать. Приведенные в таблице значения ξ' используются при расположении рабочей части фильтра у кровли или подошвы пласта. При расположении фильтра внутри пласта значения ξ' по рекомендациям Ф. М. Бочевера [26] должны быть уменьшены при $l/M = 0{,}3$ на 1,5 и $l/M = 0{,}5$ на 0,7.

Значение ξ'' определяется конструкцией фильтровой части скважины и другими техническими причинами и практически может быть определено только по данным кустовых опытных откачек. Поэтому при расчетах параметров оно обычно не учитывается.

Определение параметров по формуле (XV-52) целесообразно проводить методом временного прослеживания, аналогично тому, как это делается для совершенных скважин. В связи с тем что сопротивление ξ при квазистационарном режиме практически не зависит от времени, темп изменения уровня во времени также не зависит от степени несовершенства скважины и коэффициент водопроводимости может быть рассчитан по формуле (XV-9).

Расчет коэффициента пьезопроводности в этих условиях проводится по формуле

$$\lg a = 2\lg r - 0{,}35 + \frac{A_t}{C_t} - 0{,}434\xi. \qquad \text{(XV-53)}$$

Откачка при установившемся движении. При откачках из несовершенных скважин, так же как и совершенных, в зоне квазистационарного режима для определения параметров могут быть использованы формулы стационарной фильтрации (формулы Дюпюи) с введением в эти формулы поправок Н. Н. Веригина на несовершенство скважины. В этом случае формулы (XV-45—XV-47) будут трансформированы следующим образом:

для центральной скважины

$$KM = \frac{0{,}366Q\,[\lg(R_n/r_0) + 0{,}217\xi_0]}{S_0}; \qquad \text{(XV-54)}$$

для центральной и наблюдательной скважин

$$KM = \frac{0{,}366Q\,[\lg(r_1/r_0) + 0{,}217\,(\xi_0 - \xi_1)]}{S_0 - S_1}; \qquad \text{(XV-55)}$$

для двух наблюдательных скважин

$$KM = \frac{0{,}366Q\,[\lg(r_2/r_1) + 0{,}217\,(\xi_0 - \xi_2)]}{S_0 - S_1}. \qquad \text{(XV-56)}$$

В формулах (XV-53—XV-56) ξ_0, ξ_1 и ξ_2 — соответственно сопротивление за счет несовершенства по степени вскрытия в центральной, первой и второй наблюдательных скважинах. Остальные обозначения прежние.

В тех случаях, когда длина фильтра центральной скважины значительно меньше мощности водоносного горизонта ($l/M < 0{,}1$), для расчета коэффициента фильтрации могут быть использованы следующие формулы [16]:

при расположении фильтра у кровли и подошвы пласта

$$K = \frac{0{,}366Q \lg(1{,}32/r_0)}{lS_0}; \qquad \text{(XV-57)}$$

при расположении фильтра в средней части пласта

$$K = \frac{0{,}366Q \lg(0{,}66l/r_0)}{lS_0}. \qquad \text{(XV-58)}$$

Безнапорный водоносный горизонт. Откачка из совершенной скважины при неустановившемся движении. При откачках из безнапорных водоносных горизонтов понижения уровня формируются под влиянием осушения горизонта, и для них в целом характерны те же закономерности, что и для напорных изолированных горизонтов. Однако в первые периоды откачек режим движения подземных вод осложняется некоторыми специфическими факторами, основными из которых являются изменения действующей водоотдачи во времени (что связано с влиянием капиллярных сил) и проявление вертикальных составляющих скорости фильтрации у скважин. В связи с этим зависимость между понижением уровня и временем в безнапорных горизонтах может иметь более сложный вид, чем для напорных вод. На графике S — lg t в безнапорных условиях могут выделяться три участка (рис. XV-6). В первый период откачки понижение формируется практически так же, как в напорном изолированном пласте с упругой водоотдачей. Теоретически этот участок графика должен состоять из двух частей, первая из которых соответствует экспоненциальной зависимости, а вторая — логарифмической. Однако на практике продолжительность этого участка измеряется минутами, поэтому он может либо совсем не выделяться, либо может выделяться только его логарифмическая часть.

Во второй период откачки происходит резкое выполаживание графика, вызванное замедлением темпа снижения уровня в процессе формирования гравитационной водоотдачи. Этот период получил название периода ложностационарного режима, так как для него характерна практическая стабилизация уровней. Продолжительность этого периода, как показывает опыт откачек из безнапорных горизонтов, составляет в большинстве случаев несколько суток.

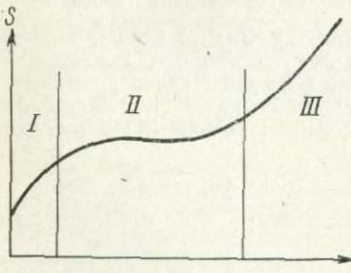


Рис. XV-6. Типовая форма графика $S = f(\lg t)$ при откачке из безнапорного водоносного горизонта.

Последний, третий, участок графика $S - \lg t$ соответствует логарифмической аппроксимации формулы Тейса при гравитационной водоотдаче.

Таким образом, в безнапорных водоносных горизонтах квазистационарный режим при гравитационной водоотдаче может формироваться с определенным запаздыванием. Следует отметить, что, как показывают фактические данные, два первых участка формируются далеко не во всех случаях, а недостаточная изученность процессов формирования водоотдачи не позволяет заранее предсказать

условия, в которых могут возникать периоды запаздывания. В связи с этим наличие осложняющих эффектов может быть установлено только путем анализа фактических данных опытных работ.

Другой отличительной особенностью безнапорных горизонтов является изменение мощности водоносного горизонта. Однако этот фактор может не учитываться, если понижения к концу откачки не превышают 20% начальной мощности пласта. При больших значениях понижения обработка данных откачек проводится, как и для напорных вод, методами временно́го, площадного и комбинированного прослеживания, но вместо графиков $S - \lg t$, $S - \lg r$, $S - \lg \frac{t}{r^2}$ строятся соответственно графики $(2H - S)S - \lg t$, $(2H - S)S - \lg r$, $(2H - S)\,S - \lg (t/r^2)$. В этих случаях для расчета коэффициента уровнепроводности могут быть использованы формулы (XV-10), (XV-13) и (XV-16), а коэффициенты фильтрации определяются по формулам:

при временно́м прослеживании

$$K = \frac{0{,}366Q}{C_t}; \qquad \text{(XV-59)}$$

при площадном прослеживании

$$K = \frac{0{,}73Q}{C_r}; \qquad \text{(XV-60)}$$

при комбинированном прослеживании

$$K = \frac{0{,}366Q}{C_к}. \qquad \text{(XV-61)}$$

В тех случаях, когда на графиках $S - \lg t$ или $(2H - S)\,S - \lg t$ выделяются все три участка, для определения коэффициента водопроводимости (или коэффициента фильтрации) методом временно́го прослеживания следует использовать первый и третий участки, а для расчета коэффициента уровнепроводности — третий участок.

Для более четкого определения закономерностей изменения уровней при откачках в безнапорных горизонтах и расчета гидрогеологических параметров целесообразно использовать метод комбинированного прослеживания. При сложных закономерностях (эффект формирования гравитационной водоотдачи во времени) графики по различным наблюдательным скважинам постепенно выходят на общую касательную. Эту общую часть графика и следует использовать для определения гидрогеологических параметров (рис. XV-7).

Метод площадного прослеживания для расчета коэффициентов водопроводимости и пьезопроводности применим для третьего периода откачки, а для определения коэффициента водопроводимости применим на этапе ложностационарного режима.

Откачка при установившемся движении. Как и для напорных водоносных горизонтов, расчет коэффициента фильтрации (водопроводимости) по данным опытных откачек для периода квазистационарного режима может проводиться по формулам Дюпюи для установившегося движения:

для центральной скважины

$$K = \frac{0{,}73Q \lg (R_п/r_0)}{(2H - S_0)\,S_0}; \qquad \text{(XV-62)}$$

для центральной и наблюдательной скважины

$$K = \frac{0{,}73Q \lg (r_2/r_1)}{(2H - S_0 - S_1)\,(S_0 - S_1)}; \qquad \text{(XV-63)}$$

для двух наблюдательных скважин

$$K = \frac{0{,}73Q \lg (r_2/r_1)}{(2H - S_1 - S_2)\,(S_1 - S_2)}. \qquad \text{(XV-64)}$$

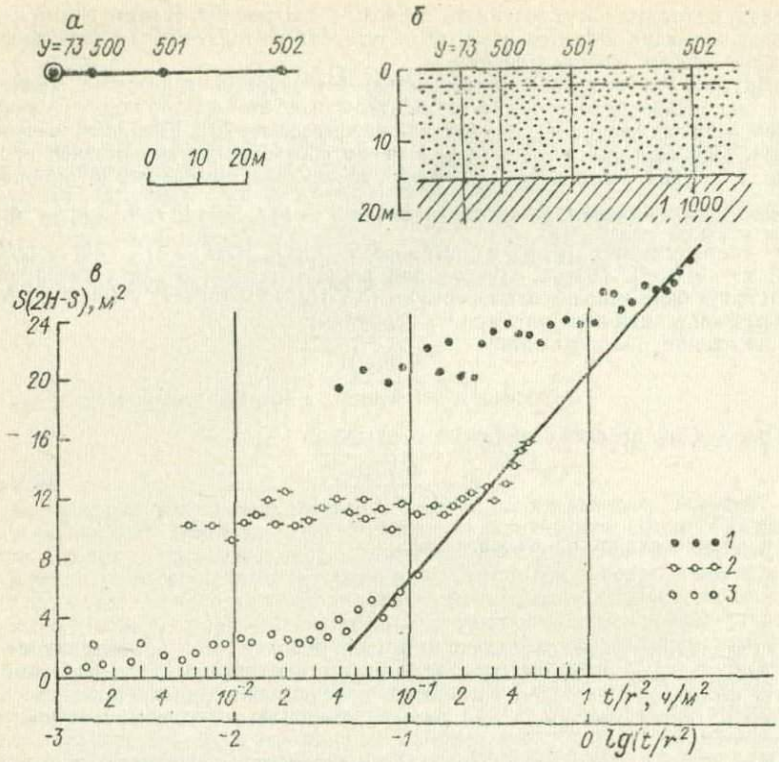


Рис. XV-7. Графики комбинированного прослеживания понижения уровня при откачке из безнапорного водоносного горизонта.

а — схема опытного куста (в плане); *б* — гидрогеологический разрез; *в* — график $S = f \lg t/r^2$. *1—3* — наблюдательные скважины: *1* — 500 ($r = 8$ м); *2* — 501 ($r = 23$ м); *3* — 502 ($r = 47$ м).

Для ориентировочных расчетов коэффициента водопроводимости может быть использована зависимость, аналогичная формуле (XV-49) для напорных вод:

$$KH = \frac{Aq}{1 - S_0/(2H)}, \qquad \text{(XV-65)}$$

где KH — коэффициент водопроводимости безнапорного горизонта. Коэффициент A может приниматься равным 100.

Откачки из несовершенной скважины. Охарактеризованная выше методика обработки данных откачек из несовершенных скважин в напорных водоносных горизонтах полностью применима и для безнапорных горизонтов. Следует учитывать только, что при определении сопротивления ξ, по предложению Н. Н. Веригина [11], мощность безнапорного водоносного горизонта H должна быть уменьшена на половину понижения в центральной скважине. В том случае, если фильтр *центральной скважины незатопленный*, его длина l уменьшается на половину длины осушенной части фильтра.

§ 3. Определение параметров в слоистых водоносных толщах

Установившееся или квазистационарное движение. Задача определения *гидрогеологических параметров в слоистых водоносных толщах* пород является достаточно сложной, но в данных условиях, т. е. без учета упругих свойств породы,

она несколько упрощается, так как сводится к определению только коэффициентов фильтрации водоносных и разделяющих их относительно малопроницаемых пород.

Ниже рассматриваются случаи определения коэффициента фильтрации при откачке из двухслойной водоносной толщи, состоящей из двух слоев различной проницаемости (рис. XV-8), и когда в кровле верхнего слоя залегает водоупор (рис. XV-9).

В первом случае фильтры центральной и наблюдательных скважин установлены в половине слоя, находящейся у границы между слоями разной проницаемости, а мощность смежного слоя не менее половины мощности слоя, из которого ведется откачка. Длина фильтра центральной и наблюдательных скважин и расстояния от них до первой не должны превышать $^1/_3$ мощности слоя, в котором они установлены.

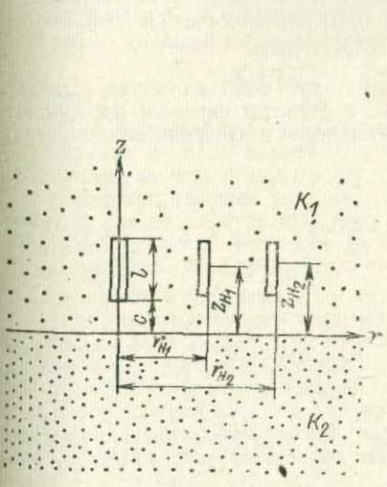
При наличии на луче двух наблюдательных скважин расчетные зависимости, полученные В. Д. Бабушкиным, представляются в следующем виде:

$$K_1 = \frac{Q\,(A_1 - A_2 B)}{4\pi l\,(S_{H1} - S_{H2} B)}; \qquad \text{(XV-66)}$$

$$A_1 = \operatorname{arsh}\frac{c + l - z_{H1}}{r_{H1}} - \operatorname{arsh}\frac{c - z_{H1}}{r_{H1}}; \qquad \text{(XV-67)}$$

$$A_2 = \operatorname{arsh}\frac{c + l - z_{H2}}{r_{H2}} - \operatorname{arsh}\frac{c - z_{H2}}{r_{H2}}; \qquad \text{(XV-68)}$$

$$B = \frac{\operatorname{arsh}\dfrac{c + l + z_{H1}}{r_{H1}} - \operatorname{arsh}\dfrac{c + z_{H1}}{r_{H1}}}{\operatorname{arsh}\dfrac{c + l + z_{H2}}{r_{H2}} - \operatorname{arsh}\dfrac{c + z_{H2}}{r_{H2}}}, \qquad \text{(XV-69)}$$



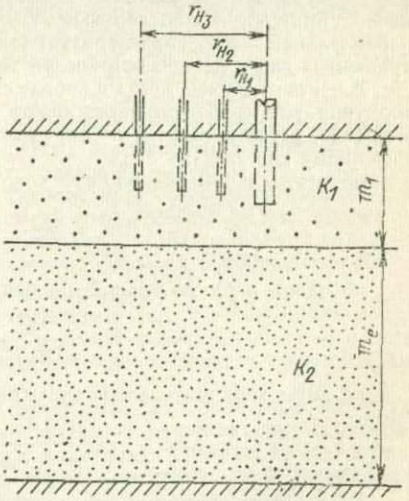


Рис. XV-8. Схема (разрез) опытного куста скважин в двухслойной толще пород с полуограниченными слоями.

Рис. XV-9. Схема (разрез) опытного куста скважин в двухслойной толще с верхним слоем ограниченной мощности и нижним — полуограниченным. Фильтры помещены в верхнем слое.

где K_1 — коэффициент фильтрации слоя, в котором установлены фильтры, м/сек (м/сутки); Q — дебит центральной скважины, м³/сек (м³/сутки); l — длина фильтра центральной скважины, м; S_{H1} и S_{H2} — понижения уровня в первой и второй наблюдательных скважинах, м; c — расстояние до границы между слоями ближайшего к ней конца фильтра центральной скважины, м; z_{H1} и z_{H2} — ординаты середин фильтров первой и второй наблюдательных скважин, м; r_{H1} и r_{H2} — расстояния от центральной до первой и второй наблюдательных скважин, м.

Коэффициент фильтрации смежного слоя определяется по формуле

$$K_2 = K_1 \frac{1 - \alpha_{12}}{1 + \alpha_{12}}; \qquad \text{(XV-70)}$$

$$\alpha_{12} = \frac{4\pi K_1 l S_{H1}/Q - A_1}{\operatorname{arsh}\dfrac{c + l + z_{H1}}{r_{H1}} - \operatorname{arsh}\dfrac{c + z_{H1}}{r_{H1}}} \qquad \text{(XV-71)}$$

или

$$\alpha_{12} = \frac{4\pi K_1 l S_{H2}/Q - A_2}{\operatorname{arsh}\dfrac{c + l + z_{H2}}{r_{H2}} - \operatorname{arsh}\dfrac{c + z_{H2}}{r_{H2}}}. \qquad \text{(XV-72)}$$

Чувствительность опыта для определения K_2 по формуле (XV-70) при откачке из слоя с коэффициентом фильтрации пород K_1 невысокая. Более точное определение K_2 может быть достигнуто в результате непосредственной откачки из смежного слоя.

Если число наблюдательных скважин в кусте более двух, то путем сочетания в расчете разных наблюдательных скважин количество значений K_1 и K_2 может стать значительным. Анализ полученных таким образом данных может быть осуществлен путем построения графика зависимости K_1 и K_2 от r. При достаточной однородности каждого из рассматриваемых слоев опытные точки должны лечь на прямую, параллельную оси r. Разброс точек относительно средней линии, параллельной оси r, характеризует степень неоднородности каждого из рассматриваемых слоев данной водоносной толщи.

В частном случае, когда в кровле слоя, из которого ведется откачка, залегает водоупор или свободная поверхность потока и фильтры скважин примыкают к кровле, расчеты ведутся по формулам, относящимся к однородному полуограниченному слою [2]:

по центральной скважине

$$K = \frac{Q}{2\pi S_0 l} \ln \frac{1{,}32l}{r_0}; \qquad \text{(XV-73)}$$

по одной наблюдательной скважине

$$K = \frac{Q}{2\pi l S_{H1}} \operatorname{arsh} \frac{l}{r_{H1}}; \qquad \text{(XV-74)}$$

по двум наблюдательным скважинам

$$K = \frac{Q}{2\pi l (S_{H1} - S_{H2})} \left(\operatorname{arsh} \frac{l}{r_{H1}} - \operatorname{arcsh} \frac{l}{r_{H2}} \right). \qquad \text{(XV-75)}$$

Погрешность расчетов невелика при условии, когда длина фильтров всех скважин и расстояния от них до центральной не превышают $^1/_3$ мощности водоносного слоя. При этом расчеты по центральной или одной наблюдательной скважине допустимы (ошибка до 10—15%), если радиус влияния откачки не превышает десятикратной мощности водоносного слоя. Если фильтры скважин установлены примерно в середине горизонта, то при охарактеризованных выше ограничениях схема фильтрации отвечает безграничному пласту, а для расчетов можно пользо-

ваться приведенными выше формулами со следующими изменениями: вместо Q в них вводится $\frac{Q}{2}$, а вместо l/r_0, $l/r_{н_1}$, $l/r_{н_2}$ соответственно $l/(2r_0)$, $l/(2r_{н_1})$, $l/(2r_{н_2})$.

Во втором случае фильтры скважин *установлены в верхнем слое*. Рассматриваемая схема фильтрации действительна при следующих условиях: $m_2/m_1 \geqslant 2 \div 3$; $r_н/(m_1 + m_2) \leqslant 1/2$ с погрешностью 10—15%; m_2 — мощность верхнего слоя; m_1 — мощность нижнего слоя.

1. Одиночная откачка (В. Д. Бабушкин):

$$K_1 = \frac{Q}{2\pi S_0 l}\left[\ln\left(1{,}32l/r_0 + N\left(\bar{l},\ \bar{r}_0,\ \alpha_{12}\right) - N\left(\bar{l},\ \bar{R}_п,\ \alpha_{12}\right)\right], \quad \text{(XV-76)}$$

где S_0 — понижение уровня в скважине, м; r_0 — радиус фильтра скважины, м; $R_п$ — радиус питания, м; $\alpha_{12} = \frac{K_1 - K_2}{K_1 + K_2}$ — безразмерный параметр; $\bar{l} = l/(2m_1)$; $\bar{r}_0 = r_0/(2m_1)$; $\bar{R}_п = R_п/(2m_1)$; N — функция, *определяемая по табл.* XV-2.

2. Кустовая откачка. Число наблюдательных скважин не должно быть менее трех. Расчет выполняется по формуле В. Д. Бабушкина [2]:

$$\frac{S_{H1} - S_{H2}}{S_{H2} - S_{H3}} = \frac{E_1 - E_2}{E_2 - E_3}; \quad \text{(XV-77)}$$

$$E_1 - E_2 = \operatorname{arsh}\frac{l}{r_{H1}} - \operatorname{arsh}\frac{l}{r_{H2}} + N\left(\bar{l},\ \bar{r}_{H1},\ \alpha_{12}\right) - N\left(\bar{l},\ \bar{r}_{H2},\ \alpha_{12}\right); \quad \text{(XV-78)}$$

$$E_2 - E_3 = \operatorname{arsh}\frac{l}{r_{H2}} - \operatorname{arsh}\frac{l}{r_{H3}} + N\left(\bar{l},\ \bar{r}_{H2},\ \alpha_{12}\right) - N\left(\bar{l},\ r_{H3},\ \alpha_{12}\right), \quad \text{(XV-79)}$$

где r_{H1}, r_{H2}, r_{H3} — расстояния от наблюдательных скважин до центральной, м; $\bar{r}_{H1} = r_{H1}/(2m_1)$; $\bar{r}_{H2} = r_{H2}/(2m_1)$; $\bar{r}_{H3} = r_{H3}/(2m_1)$.

В формулу (XV-77) входит одно неизвестное α_{12}, определяемое подбором.

Определив α_{12} и соответственно $E_1 - E_2$ и $E_2 - E_3$, находим K_1 по формулам

$$K_1 = \frac{Q\ (E_1 - E_2)}{2\pi l\ (S_{H1} - S_{H2})} \quad \text{или} \quad K_1 = \frac{Q\ (E_2 - E_3)}{2\pi l\ (S_{H2} - S_{H3})}. \quad \text{(XV-80)}$$

Если число наблюдательных скважин более трех, то количество возможных определений K_1 заметно возрастет и для оценки степени неоднородности фильтрационных свойств верхнего слоя строится график $K_1 = f(r)$.

В рассматриваемых условиях, когда *нижний слой менее проницаемый*, чем верхний, сколько-нибудь надежное определение коэффициента фильтрации нижнего слоя возможно лишь при достаточном удалении наблюдательных скважин от центральной. Анализ показал, что надежное определение коэффициента фильтрации нижнего слоя возможно при условиях $r_{H2}/r_{H1} \geqslant 5 \div 10$.

При этом чем относительно меньше коэффициент фильтрации нижнего слоя, тем *больше должно быть отношение* r_{H2}/r_{H1}. *Необходимо* также, чтобы расстояние от наиболее удаленной наблюдательной скважины до центральной в несколько раз превышало мощность верхнего слоя.

Когда верхний слой, из которого непосредственно ведется откачка, является менее проницаемым, чем нижний, то задача несколько облегчается, так как последний принимает существенное участие в питании потока к скважине. В этом случае минимальное число *наблюдательных скважин на луче равно двум и расчетная* зависимость для определения α_{12} имеет вид

$$\frac{S_{H2}}{S_{H1}} = \frac{\operatorname{arsh}\frac{l}{r_{H2}} + N\left(\bar{l},\ \bar{r}_{H2},\ \alpha_{12}\right)}{\operatorname{arsh}\frac{l}{r_{H1}} + N\left(\bar{l},\ \bar{r}_{H1},\ \alpha_{12}\right)}. \quad \text{(XV-81)}$$

Значения функции N

$\bar{l}$	$\bar{r}$	$N(\bar{l}, \bar{r}, \alpha_{12})$ при разных α_{12}				
		0,6	−0,6	0,8	−0,8	0,9
0,1	0,01	0,1837	−0,09437	0,3225	−0,1180	0,4612
	0,1	0,1830	−0,09382	0,3216	−0,1173	0,4602
	0,5	0,1695	−0,08243	0,3027	−0,1025	0,4383
	1,0	0,1433	−0,06209	0,2655	−0,07616	0,3948
	5,0	0,05320	−0,01495	0,1202	−0,01775	0,2100
	15,0	0,01961	−0,00500	0,04979	−0,005925	0,1002
0,2	0,01	0,3701	−0,1911	0,6487	−0,2391	0,9267
	0,1	0,3687	−0,1899	0,6468	−0,2375	0,9245
	0,5	0,3404	−0,1659	0,6073	−0,2063	0,8789
	1,0	0,2870	−0,1243	0,5315	−0,1525	0,7902
	5,0	0,1064	−0,0299	0,2403	−0,0355	0,4200
	15,0	0,03921	−0,01000	0,09958	−0,01185	0,2005
0,3	0,01	0,5622	−0,2927	0,9829	−0,3667	0,401
	0,1	0,5600	−0,2907	0,9797	−0,3640	1,398
	0,5	0,5141	−0,2516	0,9160	−0,3130	1,324
	1,0	0,4313	−0,1868	0,7985	−0,2291	1,187
	5,0	0,1596	−0,04482	0,3604	−0,05323	0,6300
	15,0	0,05882	−0,1600	0,1494	−0,01777	0,3007
0,5	0,01	0,9802	−0,5258	1,698	−0,6609	2,404
	0,1	0,9747	−0,5208	1,690	−0,6544	2,395
	0,5	0,8759	−0,4341	1,554	−0,5406	2,239
	1,0	0,7229	−0,3127	1,337	−0,3833	1,987
	5,0	0,2658	−0,07463	0,6005	−0,08663	1,050
	15,0	0,09802	−0,2499	0,2489	−0,02962	0,5012

Таблица XV-2

$(\bar{l}, \bar{r}, \alpha_{12})$ при разных α_{12}

при разных α_{12}						
−0,9	0,95	−0,95	0,98	−0,98	1,0	−1,0
−0,1289	0,600	−0,1341	0,7738	−0,1371	1,038	−0,1382
−0,1281	0,5986	−0,1333	0,7726	−0,1362	1,037	−0,1373
−0,1116	0,5751	−0,1159	0,7482	−0,1183	1,012	−0,1191
−0,08241	0,5282	−0,08536	0,6990	−0,08696	0,9612	−0,08722
−0,01893	0,3181	−0,01948	0,4708	−0,01966	0,7189	−0,01900
−0,006316	0,1740	−0,00650	0,2955	−0,00647	0,5135	−0,00568
−0,2612	1,204	−0,2718	1,552	−0,2778	2,081	−0,2802
−0,2595	1,202	−0,2700	1,550	−0,2759	2,079	−0,2783
−0,2247	1,153	−0,2334	1,499	−0,2383	2,026	−0,2400
−0,1650	1,0570	−0,1709	1,3988	−0,1741	0,1923	−0,1746
−0,03786	0,6363	−0,0389	0,9416	−0,3922	0,1438	−0,0380
−0,01263	0,3481	−0,01298	0,5909	−0,1294	0,1027	−0,01136
−0,4007	1,818	−0,4171	2,341	−0,4264	3,135	−0,4301
−0,3978	1,814	−0,4140	2,337	−0,4232	3,131	−0,4269
−0,3409	1,736	−0,3542	2,255	−0,3617	3,047	−0,3642
−0,2478	1,587	−0,2567	2,100	−0,2615	2,887	−0,2623
−0,05677	0,9544	−0,0584	1,412	−0,05896	2,157	−0,05698
−0,01894	0,5221	−0,01948	0,8864	−0,01941	1,540	−0,01704
−0,7734	3,103	−0,7536	3,978	−0,7707	5,303	−0,7781
−0,7161	3,094	−0,7459	3,968	−0,7628	5,293	−0,7700
−0,5892	2,927	−0,6124	3,795	−0,6254	5,115	−0,6300
−0,4146	2,655	−0,4294	3,510	−0,4374	4,822	−0,4386
−0,09452	1,591	−0,09722	2,354	−0,09816	3,595	−0,08486
−0,03157	0,8702	−0,03244	2,477	−0,03234	2,507	−0,02841

Значение α_{12} *из формулы (XV-81) определяется путем подбора, а значение* K_1 — по формуле

$$K_1 = \frac{Q}{2\pi l S_H}\left[\operatorname{arsh}\frac{l}{r_H} + N\left(\bar{l}, \bar{r}_H, \alpha_{12}\right)\right], \qquad \text{(XV-82)}$$

где S_H — может быть равно S_{H1} и S_{H2}; r_H — может соответствовать r_{H1} и r_{H2}.

Таким образом, формула (XV-79) позволяет получить два значения K_1. Третье значение K_1 можно определить по формуле

$$K_1 = \frac{Q}{2\pi l\left(S_{H1} - S_{H2}\right)}\left[\operatorname{arsh}\frac{l}{r_{H1}} - \operatorname{arsh}\frac{l}{r_{H2}} + N\left(\bar{l}, \bar{r}_{H1}, \alpha_{12}\right) - N\left(\bar{l}, \bar{r}_{H2}, \alpha_{12}\right)\right], \qquad \text{(XV-83)}$$

Если три значения K_1 несущественно расходятся между собой, то можно считать, что принятая расчетная схема соответствует гидрогеологическим условиям и расчетные значения K_1 могут рассматриваться как достоверные. При числе наблюдательных скважин в опытном кусте более двух число расчетных K_1 существенно возрастает, что позволяет более надежно оценить получаемые результаты определений.

Зная α_{12} и K_1, определяют K_2 по формуле (XV-70). Но достоверность значения является низкой, и надежное определение K_2 может быть произведено путем *самостоятельной откачки из нижнего слоя.*

Расчеты коэффициентов фильтрации для других схем при откачках из двух-, трех- и многослойных водоносных толщ рекомендуется производить по формулам, приведенным в работах [2, 7, 17, 18, 20, 25].

Неустановившееся движение. В условиях, когда в разрезе имеются слои глинистых пород, задача определения их фильтрационных свойств существенно усложняется. Это связано с тем, что в настоящее время законы фильтрации в глинах недостаточно изучены. К тому же при откачках из водоносных слоев, контактирующих с глинами, поступление из них воды в водоносный горизонт осуществляется за счет двух процессов. В начальный период откачки основное значение приобретает отжатие воды из глин под влиянием создающейся разности напоров на кровле и подошве слоя глины, контактирующей с водоносным пластом, из которого ведется откачка. На этот процесс накладывается собственно фильтрация через глину, *роль которой должна возрастать по мере приближения потока к* стационарному или квазистационарному. Рассматриваемый процесс еще более усложняется в условиях, когда глина обладает микротрещиноватостью. Тогда процесс фильтрации в глине приближается к системе с двойной пористостью и эффект деформации глинистой породы, зависящий от степени уплотненности глинистой породы, усиливается.

Если учесть, что напорный начальный градиент фильтрации в глинах исчисляется единицами, а иногда и десятками единиц, то роль собственно фильтрации в глинах (исключая трещиноватые и опесчаненные разности) может отойти на второй план. При этом возможно наличие заметной кажущейся зависимости коэффициента фильтрации глин от интенсивности водоотбора, т. е. от формирующейся разности напоров в пласте. В таких условиях для облегчения анализа рассматриваемых процессов по данным откачек следует в дополнение иметь данные о *фильтрационных свойствах глин, полученные путем испытания в лаборатории* монолитов глин с ненарушенной структурой (компрессионные испытания с определением коэффициента фильтрации, результаты испытаний в стабилометрах). Существенное значение при изучении фильтрационных свойств глинистых пород имеет их минералогический состав, степень дисперсности слагающих глину частиц и химический состав поровых вод. Так как в процессе достаточно продолжительных откачек химический состав воды в поровом пространстве глин может существенно измениться, то лабораторное изучение состава минералов и вод в глинах приобретает особое значение [2, 15].

При откачках из водоносных горизонтов, контактирующих с глинами, *сколько-нибудь достоверное определение их фильтрационных свойств возможно*

лишь по данным весьма длительных откачек, исчисляющихся месяцами или десятками месяцев.

Двухслойная толща. *Скважина располагается в относительно хорошо проницаемом слое* (рис. XV-10). Установлено [2], что при $t > 5\ (m_2^2/a_2)$ функция понижения напора приводится к известному выражению, относящемуся к совершенной скважине в однородном пласте (рис. XV-4), но с условием, что

$$a = a_1 = K_1 m_1/(\mu_1^* + \mu_2^*),$$

где m_1 и m_2 — мощность верхнего и нижнего слоев, м; K_1 и K_2 — коэффициент фильтрации пород верхнего и нижнего слоев, м/сек (м/сутки); a_1 и a_2 — коэффициент пьезопроводности верхнего и нижнего слоев, м²/сек (м²/сутки); μ_1^* и μ_2^* — упругая водоотдача пород верхнего и нижнего слоев.

Следовательно, упругая водоотдача равна суммарной упругой водоотдаче обоих пластов. В этих условиях определение фильтрационных параметров осуществляется по методике для однородных пластов.

Жесткий режим фильтрации в разделяющем слое. Такая схематизация разреза может иметь место в условиях, когда глинистые породы являются достаточно плотными и трещиноватыми, т. е. роль сжимаемости глинистых пород относительно невелика. *Для данных условий исходная функция*, полученная Н. Р. Джейкобом и М. С. Хантушем [27, 28], имеет вид

$$S = \frac{Q}{4\pi K_1 m_1} W\left(u,\ \frac{r}{B^*}\right), \qquad \text{(XV-84)}$$

где $K_1 m_1$ — водопроводимость относительно хорошо проницаемого пласта (рис. XV-11), *из которого непосредственно осуществляется отбор воды*, м²/сек (м²/сутки); $u = r^2/(4a_1 t)$ — безразмерный параметр; $B^* = \sqrt{K_1 m_1 m_2/K_2}$; m_2 — мощность относительно малопроницаемого слоя, смежного со слоем, из которого непосредственно ведется откачка, м; K_2 — *коэффициент фильтрации малопроницаемого* слоя, м/сек (м/сутки); $W\ (u,\ r/B^*)$ — функция, значения которой определяются по графику.

Охарактеризованная схема фильтрации имеет место и в условиях, когда относительно хорошо проницаемый слой залегает в нижней части разреза и в кровле водоносной толщи располагается граница с постоянным напором.

Трудность определения фильтрационных параметров по результатам откачки *в данных* условиях состоит в том, что функция W содержит два неизвестных u и r/B^*. В связи с этим определения обычно считают приближенными, принимая во внимание, что на погрешность определений накладывается фильтрационная

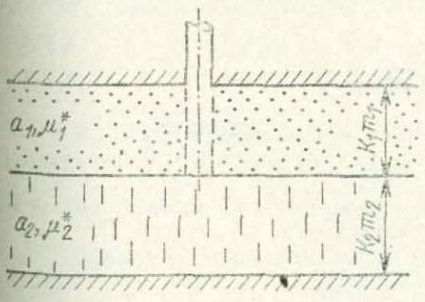


Рис. XV-10. Схема двухслойной водоносной толщи, ограниченной водоупорами.

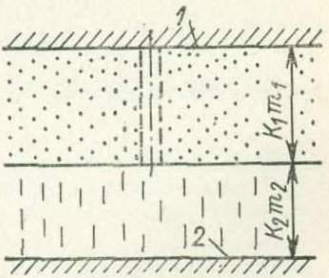


Рис. XV-11. Схема двухслойной толщи, ограниченной снизу плоскостью постоянного напора и сверху водоупором или свободной поверхностью.

1 — водоупор; *2* — граница постоянного напора.

неоднородность в плане как относительно хорошо проницаемого слоя, так и глинистых пород.

Принимая во внимание, что упругими свойствами малопроницаемого слоя пренебрегают, следуя В. М. Шестакову [2], можно считать, что описываемые ниже методы применяются при условии

$$t > (0{,}1 \div 0{,}15)\frac{m_2^2}{a_2^2}, \qquad \text{(XV-85)}$$

где t — время от начала откачки сек (сутки); m_2 — мощность относительно малопроницаемого слоя, м; a_2 — коэффициент пьезопроводности этого слоя, м²/сек (м²/сутки).

Определения могут проводиться несколькими методами. Одним из них является метод «эталонной кривой» [27, 28]. С этой целью строится серия графиков $W(u, r/B^*)$ в зависимости от $1/u$ и r/B^* в логарифмическом масштабе (рис. XV-12). На этот же график в масштабе эталонной кривой наносят кривые S от t или $\lg S$ от $\lg t$. Путем совмещения обоих графиков выбирается из серии кривых с различными r/B^* та кривая, которая лучше ложится на опытные точки, и таким образом определяется искомое отношение r/B^*. Обычно этот способ используется при наличии нескольких наблюдательных скважин. На график наносят данные наблюдательных скважин в виде S и t/r^2, и совмещение эталонной кривой с точками графика должно производиться при соблюдении условий

$$r_1/r_2 = \frac{(r/B^*)_1}{(r/B^*)_2}; \qquad r_2/r_3 = \frac{(r/B^*)_2}{(r/B^*)_3} \text{ и т. д.} \qquad \text{(XV-86)}$$

После того как кривые на «эталонном» графике совмещены, определяется отношение r/B^*.

По совмещению координат фиксированной точки одного графика относительно другого определяются параметры водоносного пласта:

$$K_1 m_1 = \frac{Q}{4\pi S^0} W\left(u, \frac{r}{B^*}\right)^0; \qquad \text{(XV-87)}$$

$$a_1 = \frac{r^2}{4t^0}\left(\frac{1}{u}\right)^0, \qquad \text{(XV-88)}$$

где S^0 и $(t/r^2)^0$ — координаты выбранной опытной точки; $W(u, r/B^*)^0$ и $(1/u)^0$ — координаты этой же точки на графике эталонной кривой; a_1 — коэффициент пьезопроводности основного пласта, из которого непосредственно ведется откачка, м²/сек (м²/сутки).

При построении логарифмического графика параметры определяются из выражений

$$\lg[Q/(4\pi K_1 m_1)] = \lg S - \lg W(u, r/B^*); \qquad \text{(XV-89)}$$

$$\lg(4a_1/r^2) = \lg(1/u) - \lg t. \qquad \text{(XV-90)}$$

Коэффициент фильтрации разделяющего слоя определяется по формуле

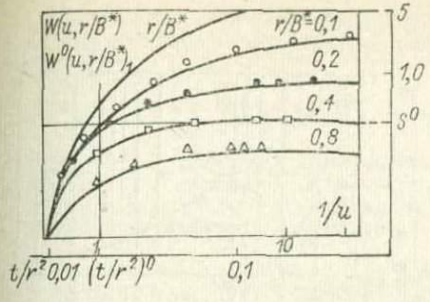
$$K_2 = (B^*)^2/m_2. \qquad \text{(XV-91)}$$

По данным И. С. Пашковского [25], пользование этим методом целесообразно при достаточно продолжительных откачках, т. е.

$$10\frac{a_1}{(B^*)^2} > t < 0{,}1\frac{a_1}{(B^*)^2}.$$

Если в кровле водоносной системы располагается не водоупор, а относительно малопроницаемый слой с коэффициентом фильтрации K_0 и мощностью m_0, то $1/B^*$ выражается формулой

$$\frac{1}{B^*} = \sqrt{\frac{K_2}{K_1 m_1 m_2} + \frac{K_0}{K_1 m_1 m_0}}. \qquad \text{(XV-92)}$$



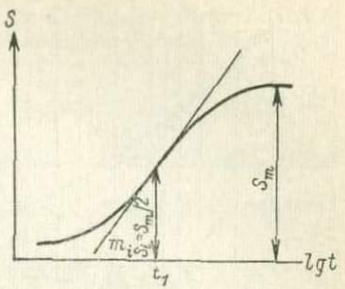


Рис. XV-12. Определение гидрогеологических параметров способом эталонных кривых (по М. С. Хантушу) (различные значки соответствуют разным скважинам).

Рис. XV-13. Определение гидрогеологических параметров графо-аналитическим способом.

В этом случае определяются обобщенные параметры нижнего и верхнего относительно малопроницаемых слоев.

Другим методом является графо-аналитический, предложенный М. С. Хантушем [27, 28]. Строится полулогарифмический график (рис. XV-13), который теоретически должен иметь точку перегиба $S_п = S_m/2$, где S_m — максимальное понижение уровня.

Для определения фильтрационных параметров на полулогарифмическом графике проводят касательную к кривой в точке перегиба и определяют ее уклон

$$\operatorname{tg} \alpha_n = \frac{S_2 - S_1}{\lg t_2 - \lg t_1}. \qquad \text{(XV-93)}$$

Далее r/B^* находят из соотношения

$$\frac{S_n}{\operatorname{tg} \alpha_n} = e^{r/B^*} K_0 (r/B^*) = F(r/B^*), \qquad \text{(XV-94)}$$

где $K_0 (r/B^*)$ — функция Бесселя нулевого порядка второго рода от мнимого аргумента (см. приложение VIII, т. 2).

Значение B^* может быть определено по формуле (XV-89) путем подбора, но удобнее пользоваться для этой цели графиком, представленным на рис. XV-14.

Водопроводимость относительно хорошо проницаемого слоя определяется по формулам

$$K_1 m_1 = \frac{2{,}3Q}{4\pi \operatorname{tg} \alpha_n} e^{-r/B^*}, \qquad \text{(XV-95)}$$

где $\operatorname{tg} \alpha_n$ — уклон касательной в точке перегиба полулогарифмической кривой, определяемый по формуле (XV-93), или

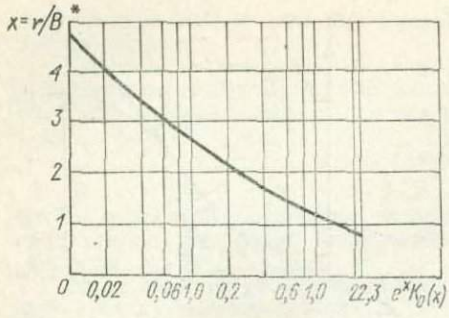
$$K_1 m_1 = \frac{Q}{4\pi S_i} K_0 (r/B^*). \qquad \text{(XV-96)}$$

Коэффициент пьезопроводности хорошо проницаемого слоя выражается в виде

$$a_1 = \frac{rB^*}{2t_i}, \qquad \text{(XV-97)}$$

где t_i — время от начала откачки, соответствующее точке перегиба.

Как уже отмечалось, точность определения фильтрационных параметров по охарактеризованной методике является весьма приближенной, так как положение точки перегиба часто фиксируется весьма ориентировочно или вовсе не про-



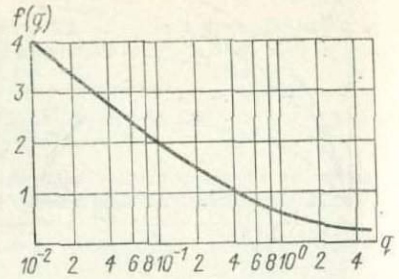


Рис. XV-14. График функции $F\ (r/B^*)$.

Рис. XV-15. График функции $f\ (q)$.

является. Если точка перегиба на полулогарифмической кривой не зафиксирована, то на этой кривой выбирают точку (желательно с максимальным понижением уровня) и через нее проводят касательную к кривой. Угол наклона этой кривой к оси $\lg t$ определяют по формуле

$$\operatorname{tg} \alpha_m = \frac{S_2 - S_1}{\lg t_2 - \lg t_1}, \qquad \text{(XV-98)}$$

где S_1 и S_2 — любые ординаты касательной, м; $\operatorname{tg} t_1$ и $\operatorname{tg} t_2$ — логарифмы времени, соответствующие этим точкам.

Далее находят $q = a_1 t/(B^*)^2$, пользуясь выражением

$$f\ (q) = e^q\ [-E_i\ (-q)] = \frac{2{,}3\ (S_m - S)}{\operatorname{tg} \alpha_m}, \qquad \text{(XV-99)}$$

где S_m — наибольшее понижение уровня, м; S — понижение уровня в заданной точке, м.

Значение q определяется путем подбора или по графику на рис. XV-15.

Значение водопроводимости пласта определяется по формулам

$$K_1 m_1 = \frac{0{,}183 Q e^{-q}}{\operatorname{tg} \alpha_m}; \qquad \text{(XV-100)}$$

$$K_1 m_1 = \frac{Q}{4\pi\ (S_m - S)}\ E_i\ (-q). \qquad \text{(XV-101)}$$

Зная q, определяем a_1 по формуле

$$a_1 = \frac{q\ (B^*)^2}{t}. \qquad \text{(XV-102)}$$

Значение B^* определяется из зависимости

$$K_0 \left(\frac{r}{B^*}\right) = \frac{2\pi k_1 m_1 S_m}{Q}. \qquad \text{(XV-103)}$$

Далее, пользуясь таблицей функции K_0, находим значение r/B^* и вычисляем величину B^*, входящую в формулу (XV-102).

Определив фильтрационные параметры, можно с их помощью, в порядке контроля полученных результатов, построить кривую зависимости S от t и сравнить ее с опытной кривой.

При наличии нескольких наблюдательных скважин, следуя М. С. Хантушу [27, 28], обобщаем уклоны α_{ni} для каждой наблюдательной скважины в следующем виде:

$$\lg(\operatorname{tg}\alpha_{ni}) = \lg\frac{2{,}3Q}{4\pi K_1 m_1} - \frac{r_i}{2{,}3B^*}, \qquad \text{(XV-104)}$$

где α_{ni} и r_i — уклоны полулогарифмических кривых и расстояния от каждой наблюдательной скважины до центральной.

Выражение (XV-104) представляет собой прямую линию в координатах $\lg \operatorname{tg}\alpha_i$ и r_i с угловым коэффициентом

$$\operatorname{tg}\beta = \frac{1}{2{,}3B^*} = \frac{\lg\operatorname{tg}\alpha_{n2} - \lg\operatorname{tg}\alpha_{n1}}{r_2 - r_1}. \qquad \text{(XV-105)}$$

Отсюда определяем коэффициент перетекания B^*.

Упругий режим фильтрации в разделяющем слое. Для двухслойной толщи с границей постоянного напора в подошве относительно малопроницаемого слоя (см. рис. XV-10) учитываются упругие свойства последнего. В этом случае примем формулу (XV-84), но в ней

$$a_1 = a_1^* = \frac{K_1 m_1}{\mu_1^* + (1/3)\mu_2^*}, \qquad \text{(XV-106)}$$

где μ_1^* — упругая или свободная водоотдача пород относительно хорошо проницаемого слоя; μ_2^* — упругая водоотдача малопроницаемого слоя.

При $u \ll 0{,}1r/B^*$ практически наступают стационарные условия и

$$W(u,\ r/B^*)_{t\to\infty} = 2K_0(r/B^*). \qquad \text{(XV-107)}$$

В этих условиях дебит скважины формируется исключительно за счет поступления воды со стороны границы питания, т. е. роль упругих сил сводится к нулю.

Физическая картина фильтрации в рассматриваемых условиях характеризуется следующими особенностями. В течение некоторого времени после начала откачки питание потока осуществляется за счет упругих запасов (уплотнения пород) основного пласта и контактирующего с ним малопроницаемого слоя, причем роль последнего постепенно возрастает до момента, когда фронт потока практически достигает границы с постоянным напором, т. е.

$$t \ll 0{,}25m_2^2/a_2. \qquad \text{(XV-108)}$$

После этого роль контура постоянного напора в питании потока постепенно возрастает до наступления стационарного состояния, условия которого охарактеризованы выше.

При $t > 0{,}25m_2^2/a_2$ методика определения гидрогеологических параметров остается такой же, как описано выше с использованием формул (XV-84)—(XV-105).

§ 4. Определение параметров водоносных горизонтов на прибрежных участках

Основными факторами, определяющими режим подземных вод при откачках из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с поверхностными водотоками и водоемами, являются сработка части естественных запасов подземных вод (*осушение пласта*) и привлечение поверхностного стока. В начальный период откачки определяющим является первый процесс и движение подземных вод подчиняется закономерностям, характерным для неограниченных пластов. Через некоторое время после начала откачки на режим подземных вод река или водоем начинают оказывать влияние, которое выражается в уменьшении темпа падения уровня с дальнейшей полной стабилизацией движения. Время стабилизации определяется водоотдачей и водопроводимостью опробуемого горизонта, расстоянием от скважины до реки и главным образом суммарным сопротивлением ложа

реки (водоема). Последнее в свою очередь зависит от параметров слабопроницаемого слоя в русле реки (его коэффициента фильтрации и мощности), ширины реки, водопроводимости опробуемого водоносного горизонта, а также глубины вреза реки в водоносный горизонт. Сопротивление русловых отложений, по предложению В. М. Григорьева [12], может быть охарактеризовано коэффициентом сопротивления заиленного слоя A_0. Этот коэффициент выражается зависимостью

$$A_0 = \frac{m_0}{K_0}, \qquad \text{(XV-109)}$$

где m_0 — мощность слоя русловых отложений; K_0 — коэффициент фильтрации слоя.

Для учета суммарного сопротивления ложа реки (водоема) в условиях подпертого режима фильтрации наиболее часто используется предложенный В. М. Шестаковым [34] метод дополнительного слоя, основанный на увеличении истинного расстояния до уреза реки на ΔL. При этом принимается, что дополнительное сопротивление, связанное с увеличением длины потока на ΔL, будет эквивалентно сопротивлению русловых отложений. Как показано Ю. О. Зеегофером и В. М. Шестаковым [13], этот прием дает достаточные для практики результаты при $\Delta L < 7L$, где L — истинное расстояние от скважины, из которой проводится откачка, до реки (ошибка в этом случае не превышает 20%).

При однослойном строении водоносного горизонта, однородности и изотропности его фильтрационных свойств ΔL связано с параметром A_0 зависимостью

$$\Delta L = \sqrt{KMA_0}\,\mathrm{cth}\,\frac{2b}{\sqrt{KMA_0}}, \qquad \text{(XV-110)}$$

где $2b$ — ширина реки.

Для широких рек последний множитель в выражении (XV-110) может быть принят равным единице. Как показали исследования Ф. М. Бочевера [10], ширину реки можно не учитывать, если выполняется условие

$$b \geqslant (1{,}5 \div 2)\sqrt{KMA_0}. \qquad \text{(XV-111)}$$

Е. Л. Минкиным [17] построены графики $\Delta L = f\,(KM,\ A_0,\ 2b)$, позволяющие определять A_0 при известных значениях других параметров.

Для прогнозных расчетов на прибрежных участках при подпертом режиме фильтрации необходимо определить коэффициент водопроводимости опробуемого водоносного горизонта KM, а также суммарное сопротивление ложа реки ΔL *и коэффициент сопротивления* A_0. *Два первых параметра необходимы для расчетов* понижений уровней или расходов скважин по видоизмененной формуле Ф. Форхгеймера (например, для центральной скважины в напорных условиях)

$$S = \frac{0{,}366Q}{KM}\lg\frac{2\,(L+\Delta L)}{r_0} \qquad \text{(XV-112)}$$

либо Маскета — Лейбензона

$$S = \frac{Q}{2\pi KM}\left[\ln\frac{\lambda}{2\pi r_0} + \frac{2\pi\,(L+\Delta L)}{\lambda}\right], \qquad \text{(XV-113)}$$

где λ — расстояние между скважинами в ряду, м.

Параметр A_0 используется для определения пропускной способности русла реки при оценке обеспечения водоотбора поверхностным стоком:

$$q = \frac{H_0 + m_0}{A}\,2b, \qquad \text{(XV-114)}$$

где q — максимальный единичный (на 1 м длины) расход из реки, м³/сутки; H_0 — мощность слоя воды в реке, м.

Различные способы определения параметров ΔL и A_0 изложены в работах Ф. М. Бочевера, Н. Н. Лапшина, Э. М. Хохлатова [10], Ю. О. Зеегофера и В. М. Шестакова [13], Е. Л. Минкина [17], Б. В. Боревского, Б. Г. Самсонова,

Л. С. Язвина [7], Л. С. Язвина [36] и других авторов. Эти методы основаны на использовании либо строгих решений, учитывающих дополнительное сопротивление дна реки [19], либо видоизмененной формулы Форхгеймера [7]. В большинстве предложенных методов расчеты основаны на данных о понижении уровня в одной точке или о соотношении понижений уровня в двух точках, расположенных между рекой и скважиной. В связи с этим рекомендуемые методы дают более или менее надежные результаты только при опробовании относительно однородных водоносных горизонтов.

Поскольку исследуемые горизонты, как правило, неоднородны, более целесообразным является графо-аналитический метод определения ΔL по графикам $S - \lg r$ [7]. Для построения графика $S - \lg r$ нужно использовать скважины, расстояние от которых до центральной не превышает 0,4—0,5 расстояния от центральной скважины до реки. При этом если на понижение уровня в ближайших к опытной наблюдательных скважинах накладывается влияние несовершенства, то на графике $S - \lg r$ эти точки будут «отскакивать» от прямой и их не следует учитывать при проведении осредняющей линии. Осредняющая прямая графика $S - \lg r$ отсекает на оси абсцисс отрезок, равный условному радиусу питания R, соответствующему $S = 0$. Для водоносного горизонта, связанного с рекой, $R = 2(L + \Delta L)$. Отсюда

$$\Delta L = \frac{R - 2L}{2} = \frac{R}{2} - L. \qquad \text{(XV-115)}$$

Коэффициент водопроводимости может быть определен по этому графику так же, как это делается для неограниченных пластов (см. § 1 настоящей главы) или по формуле Дюпюи для двух наблюдательных скважин [по формулам (XV-47) или (XV-64)]. При этом наиболее предпочтительно использовать скважины, расположенные на луче, параллельном реке.

Кроме того, должно выполняться условие, чтобы расстояние от центральной до дальней наблюдательной скважины не превышало расстояния от центральной скважины до реки. Коэффициент водопроводимости может быть также определен методом временно́го прослеживания (по графикам $S - \lg t$), если имеется представительный период неустановившейся фильтрации, когда влияние реки практически не проявляется. Об этом может свидетельствовать совпадение значений KM, определенных по графикам $S - \lg t$ и $S - \lg r$.

Изложенные методы расчета параметров ΔL и A_0 применимы только в условиях подпертой стационарной фильтрации, поэтому понижение уровня на урезе реки должно отвечать условию

$$S \ll H_0 + m_0. \qquad \text{(XV-116)}$$

Выражения (XV-100) и (XV-116) справедливы для условий, когда потери напора при вертикальной фильтрации в водоносном горизонте пренебрежимо малы по сравнению с потерями напора при горизонтальной фильтрации и движении воды через слабопроницаемый слой мощностью m_0, т. е. все потери напора, выраженные через ΔL, относятся к слабопроницаемому слою. Тогда можно считать, что понижения уровня у кровли и подошвы водоносного горизонта в каждом вертикальном сечении практически одинаковы. Такое допущение обычно может быть принято для однослойных водоносных горизонтов, когда расстояние от опытной скважины до реки существенно превышает мощность водоносного горизонта, глубина вреза русла соизмерима с его мощностью, практически отсутствует горизонтально-вертикальная анизотропия фильтрационных свойств.

Однако реальное строение водоносных горизонтов и комплексов на прибрежных участках часто не соответствует перечисленным условиям. Это относится к водоносным горизонтам большой мощности при резко несовершенном врезе реки и особенно при наличии вертикально-горизонтальной анизотропии фильтрационных свойств (что вообще характерно для аллювиальных отложений), к водоносным горизонтам и комплексам, имеющим слоистое строение, к двухслойным толщам, когда аллювиальный водоносный горизонт залегает на трещинно-карстовых породах, и т. п. Причем во многих случаях нижние интервалы разреза или трещинно-карстовые горизонты характеризуются повышенной проницаемостью и в них оборудуются опробуемые скважины.

В этих случаях понижение уровня существенно меняется по глубине потока. Это особенно рельефно выражено в скважинах, расположенных вблизи реки и под руслом, а при откачках из несовершенных скважин — во всей области выраженной депрессии, так как с глубиной понижение уровня возрастает из-за дополнительных потерь напора, за счет вертикальной составляющей скорости фильтрации между подошвой заиленного слоя (дном реки) и интервалом установки фильтра. Разница в понижениях уровня может быть многократной [8]. Тогда суммарное сопротивление движению жидкости до глубины составит

$$A_Z = \frac{m_0}{K_0} + \sum_{i=1}^{n} \frac{m_i}{K_i}. \qquad \text{(XV-117)}$$

Между тем пропускная способность русловых отложений определяется лишь первым слагаемым выражения (XV-117). Очевидно, что неравенство (XV-116) справедливо в данных условиях лишь для самого верхнего интервала водоносного горизонта. *Отнесение его к более глубоким интервалам разреза приводит к* неверным выводам об «отрыве» уровня. В связи с этим если определение ΔL и A_0 проводится по скважинам, оборудованным на нижние опробуемые интервалы, то параметр A_0 характеризует не только пропускную способность русла, но и суммарное гидравлическое сопротивление в интервале река — глубина установки фильтра. При этом пропускная способность русла может оказаться существенно *заниженной, что будет определяться соотношением первого и второго слагаемых* в выражении (XV-117). Поэтому определенный по таким скважинам параметр ΔL может быть использован только для расчета производительности скважин и соответствующих им понижений уровня. Для расчета параметра A_0 (или $\Delta L'$), характеризующего только сопротивление русловых отложений и используемого для определения пропускной способности русла и возможности отрыва уровня подземных вод от дна реки или подошвы слабопроницаемого слоя, следует проводить специальную откачку из самой верхней части водовмещающей толщи (при мощности опробуемой части 2—3 м) или определять эти параметры по наблюдательным скважинам, оборудованным на эту часть разреза, при откачке из нижнего горизонта. Более предпочтительной является откачка из верхнего горизонта. Хорошие результаты дает воспроизведение откачек на АВМ * и ЭВМ при составлении объемной модели водоносного горизонта.

Изложенные методы определения основных гидрогеологических параметров на прибрежных участках могут быть применены только при подпертом режиме фильтрации и стационарном режиме. Следует учитывать, что, как показано в § 1 настоящей главы, при опробовании безнапорных водоносных горизонтов может наблюдаться период ложностационарной фильтрации, который иногда неправильно интерпретируется как участок стабильного режима, связанный с влиянием контура постоянного напора (реки, озера и т. д.). В связи с этим следует проверить, соответствует ли время стабилизации откачки периоду, когда на понижение уровня оказывают влияние границы пласта. С этой целью фактическое время стабилизации следует сопоставить с контрольным, рассчитываемым по формуле

$$t_к \geqslant \frac{10L^2}{at}. \qquad \text{(XV-118)}$$

Коэффициент уровнепроводности для этого расчета определяется по первому неустановившемуся периоду откачки или рассчитывается по формуле

$$a = KM/\mu. \qquad \text{(XV-119)}$$

Методика аналитической обработки данных опытных откачек на прибрежном участке при нарушении подпертого режима (при свободном режиме фильтрации) практически не разработана. Это же относится и к откачкам, проводимым при подпертом режиме, когда не была достигнута стабилизация уровней. В упомянутых случаях для определения параметров следует использовать метод моделирования на аналоговых машинах путем решения обратной задачи.

---

* Аналоговые вычислительные машины (электрические, гидравлические и др.).

Как уже указывалось, для определения коэффициента водопроводимости в условиях стационарной фильтрации может быть использована формула Дюпюи для двух наблюдательных скважин, расположенных на луче, параллельном реке, *и при условии, что расстояние от них до дальней* наблюдательной скважины не превышает расстояния от центральной скважины до реки. Если это условие не выполняется, а также если луч наблюдательных скважин расположен перпендикулярно к реке, то для расчета могут быть использованы следующие формулы В. Д. Бабушкина [24].

1. Луч, параллельный реке:

одна наблюдательная скважина

$$KM = \frac{0{,}366Q}{S_1} \lg \frac{\sqrt{4L^2 + r^2}}{r_1}; \qquad \text{(XV-120)}$$

две наблюдательные скважины

$$KM = \frac{0{,}366Q}{S_1 - S_2} \left(0{,}5 \lg \frac{4L^2 + r_1^2}{4L^2 + r_2^2} + \lg \frac{r_2}{r_1} \right). \qquad \text{(XV-121)}$$

2. Луч, перпендикулярный к реке; наблюдательные скважины расположены между рекой и центральной скважиной:

одна наблюдательная скважина

$$KM = \frac{0{,}366Q}{S_1} \lg \frac{2L - r_1}{r_1}; \qquad \text{(XV-122)}$$

две наблюдательные скважины

$$KM = \frac{0{,}366Q}{S_1 - S_2} \lg \frac{r_2}{r_1} \frac{(2L - r_1)}{(2L - r_2)}. \qquad \text{(XV-123)}$$

3. Луч, перпендикулярный к реке; наблюдательные скважины расположены между центральной скважиной и водоразделом:

одна наблюдательная скважина

$$KM = \frac{0{,}366Q}{S_1} \lg \frac{2L + r_1}{r_1}; \qquad \text{(XV-124)}$$

две наблюдательные скважины

$$KM = \frac{0{,}366Q}{S_1 - S_2} \lg \frac{r_2}{r_1} \frac{(2L + r_1)}{(2L + r_2)}. \qquad \text{(XV-125)}$$

Формулы (XV-120)—(XV-125) служат для определения параметров напорных водоносных *горизонтов. Для безнапорных* водоносных горизонтов при расчете коэффициента фильтрации K будет меняться только выражение перед логарифмом; в формулах для одной наблюдательной скважины вместо $0{,}366Q/S_1$ следует принимать $0{,}73Q/[(2H - S_1)\,S_1]$; для двух наблюдательных скважин — вместо $0{,}366Q/(S_1 - S_2)$ следует принимать $0{,}73Q/[(2H - S_1 - S_2)(S_1 - S_2)]$.

Формулы (XV-120)—(XV-125) применяются для условия существующей связи поверхностных *и подземных вод* ($\Delta L = 0$). При значительном сопротивлении русловых отложений при использовании этих формул получаются заниженные коэффициенты водопроводимости (фильтрации). Если известно сопротивление русловых отложений, то в формулы (XV-120)—(XV-125) вместо L следует подставлять $(L + \Delta L)$ и соответственно вместо L^2 — $(L + \Delta L)^2$.

§ 5. Определение параметров водоносных горизонтов в трещиноватых и закарстованных горных породах

Трещиноватые и закарстованные породы, как правило, характеризуются существенной неоднородностью и анизотропией фильтрационных и емкостных свойств. Причем в них развивается как микро-, так и *макронеоднородность. Это* связано, с одной стороны, с механизмом образования трещиноватости и закарсто-

ванности и, с другой — с различной природой пустот в скальных горных породах.

Помимо трещиноватости общая пустотность скальных пород определяется их кавернозностью, закарстованностью и пористостью. В общем случае такие породы характеризуются двойной природой пустотности — «двойной пористостью» и могут рассматриваться как две среды, вложенные одна в другую [5]. Макротрещины (а также отдельные тектонические зоны, карстовые полости и каналы) в массиве скальных пород являются главными проводниками подземных вод и определяют в основном проницаемость трещиноватых пород. Система этих пустот характеризуется повышенной водопроводимостью, относительно низкой (иногда практически ничтожной) емкостью и высокой пьезопроводностью (среда I). Проницаемые блоки с пустотами второго порядка характеризуются малой водопроводимостью, повышенной емкостью и относительно низкой пьезопроводностью. Эти пустоты определяют преимущественно емкостные свойства трещиноватых пород (среда II).

Кроме того, для рассматриваемых условий характерно наличие различного *рода непроницаемых границ и границ неоднородности. Вообще ярко выраженная* как закономерная, так и хаотическая неоднородность является практически непременным свойством трещинно-карстовых водоносных горизонтов.

Все это затрудняет обработку данных опытно-фильтрационных работ и однозначное определение по ним расчетных гидрогеологических параметров, а в условиях резко неравномерной трещиноватости, когда при откачках происходит существенное нарушение радиальности (а иногда и сплошности) потока ввиду наличия отдельных крупных трещин и карстовых каналов, являющихся как бы дренами подземных вод, определение расчетных значений фильтрационных параметров становится, по существу, невозможным.

С позиций гидродинамики основные различия фильтрации жидкости в трещинно-карстовых породах и в зернистых связаны с явлением «двойной пористости». При этом, как показали Г. И. Баренблатт и Ю. П. Желтов [5], в породе с «двойной пористостью» закономерности фильтрации, свойственные обычным зернистым породам и хорошо описываемые уравнением Тейса — Джейкоба, устанавливаются не сразу, а через некоторое время, т. е. с запаздыванием τ. Это обстоятельство требует специального учета при анализе результатов опытных откачек из трещинно-карстовых водоносных горизонтов.

При рассмотрении особенностей определения параметров трещинно-карстовых водоносных горизонтов ранее нами [7] был сделан вывод о том, что наиболее предпочтительно применение для этих целей графо-аналитического метода Джейкоба с использованием асимптотической части опытных закономерностей изменения уровня, соответствующих временам, превышающим время запаздывания τ. При этом в зависимости от условий могут использоваться либо все три модификации метода Джейкоба, либо часть из них (временное, площадное или комбинированное прослеживание изменения уровня).

При интерпретации графиков прослеживания изменения уровня необходимо учитывать особенности строения трещинно-карстовой среды и фильтрации в ней жидкости, приводящие к искажению формы графиков, характерной для обычных зернистых сред. Эти основные особенности сводятся к следующему.

1. Трещиноватые и закарстованные породы в большинстве случаев характеризуются двойной пустотностью, что приводит к изменению эффективной водоотдачи в процессе опытов.

В связи с этим асимптотические участки опытных кривых изменения уровня, *которые могут быть аппроксимированы уравнением Тейса — Джейкоба*, формируются, как уже отмечалось, с некоторым запаздыванием τ по сравнению с обычными зернистыми пластами, как это имеет место в безнапорных водоносных горизонтах при эффекте Болтона. Время запаздывания выхода графиков на асимптотический участок изменяется в широких пределах и является величиной, практически непрогнозируемой.

В связи с этим графики S — $\lg t$ при откачках из пластов с «двойной пористостью» приобретают характерную деформацию. Обычно из них выделяются три (*I—III*) участка (рис. XV-16). Третий участок связан с макронеоднородностью водоносного горизонта или с влиянием внешних границ пласта, что приводит

к выполаживанию графиков или увеличению их крутизны в зависимости от характера действующих факторов.

Наличие на графике первых двух участков (*I* и *II*) может быть объяснено различной ролью трещин и пор (или макро- и микротрещин) в процессе фильтрации жидкости или влиянием эффекта «двойной пористости». При этом деформация начальных участков графиков характерна не только для возмущающих скважин, что может быть связано с наличием скин-эффекта, но и для наблюдательных.

Таким образом, уже наличие на графике $S - \lg t$ двух участков *I* и *II*, выделенных на рис. XV-16, свидетельствует о том, что исследуемый пласт при отсутствии других деформирующих факторов (*перетекание, границы* и т. д.) характеризуется двойственной пустотностью.

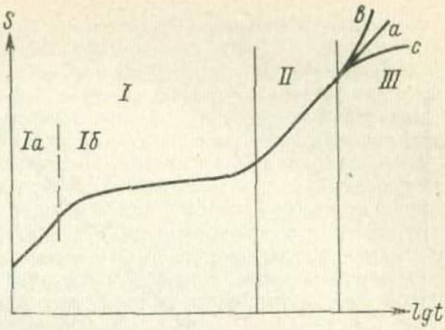


Рис. XV-16. Характерная форма графиков $S = f(\lg t)$ *при откачках из* трещинно-карстовых пород.

Поскольку τ остается неизвестной, то для выбора расчетного асимптотического участка на графиках $S - \lg t$ должна быть проведена их качественная интерпретация. Она может быть осуществлена так же, как в двухслойных толщах или безнапорных водоносных горизонтах.

Первый участок на типовом графике соответствует периоду ложностационарной фильтрации. Теоретически этот участок должен иметь крутую левую ветвь, соответствующую периоду фильтрации при водоотдаче, определяемой емкостью крупных трещин. По этой ветви тогда могут быть определены проницаемость и пьезопроводность среды I. Практически такой участок наблюдается редко. Обычно левая крутая ветвь вырождается, что находит отражение в резком скачке уровня в наблюдательных скважинах при начале откачек.

При близких значениях пористости (упругоемкости) двух сред участок может быть совсем не выражен.

Продолжительность участка *I* может составлять от нескольких минут до сотен часов [7]. Участок *II* соответствует асимптоте, отвечающей условиям фильтрации в обычной пористой среде. По нему и следует определять расчетные параметры трещинно-карстовых горизонтов, характеризующие осредненные фильтрационные и емкостные свойства водовмещающей среды.

2. Наилучшие результаты при диагностике расчетных участков графиков дают результаты комбинированного прослеживания. Комбинированные графики в зависимости от структуры трещинной или трещинно-карстовой среды и соотношения фильтрационных и емкостных свойств различных типов пустот могут быть представлены:

а) общим полулогарифмическим графиком, формирующимся, по существу, без запаздывания, когда эффект двойной пористости отсутствует или практически не проявляется (рис. XV-17, *а*);

б) графиками, аналогичными графикам Болтона, с общим асимптотическим участком, формирующимся с запаздыванием (рис. XV-17, *б*);

в) семейством графиков с параллельными асимптотическими участками, формирующимися с запаздыванием (рис. XV-17, *в*).

Обработка результатов опытов в первых двух случаях производится так же, как в обычных зернистых средах. При этом результаты определения параметров по временны́м (комбинированным) и площадным графикам совпадают. В последнем случае расчет по площадным графикам дает завышенные результаты, причем завышение может быть многократным. Такие графики характерны для интенсивно трещиноватых и закарстованных пород.

Коэффициенты уровнепроводности (пьезопроводности) в этом случае могут быть существенно завышены или занижены в зависимости от характера трещино-

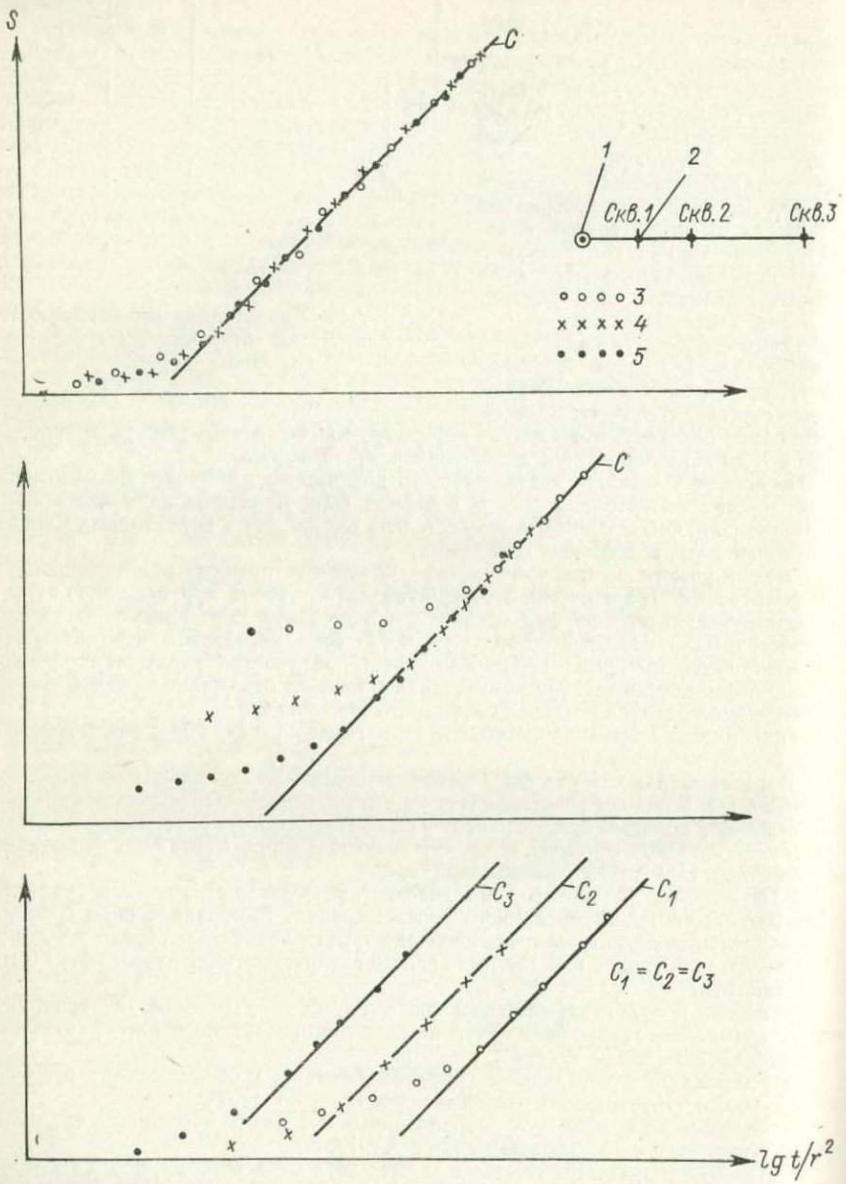


Рис. XV-17. Типовые формы графиков $S = f\ [\lg (t/r^2)]$ при откачках из трещинно-карстовых пластов в зависимости от строения вмещающих пород.

1 — центральная скважина; *2* — наблюдательные скважины; *3—5* — точки на графиках, соответствующие наблюдательным скважинам: *3* — скв. 1, *4* — скв. 2, *5* — скв. 3.

ватости пласта и местоположения наблюдательной скважины относительно опытной. В ближайшей окрестности скважины получаются заниженные значения пьезо- или уровнепроводности, а на удалении — завышенные. Характерной особенностью пластов с интенсивно развитой трещиноватостью является видимое увеличение рассчитанных значений коэффициентов пьезо- или уровнепроводности по мере удаления наблюдательных скважин от опытных, что хорошо видно на графике $a = f(r)$ на примере Сухарышского участка на Урале (рис. XV-18). График построен по данным групповой откачки. Анализ материалов откачек по конкретным участкам показывает, что радиус зоны, в которой наблюдается занижение рассчитанных значений коэффициента уровнепроводности и соответственно более пологая депрессия, колеблется от нескольких метров в пластах со слабо развитой трещиноватостью до 150—200 м и более в интенсивно трещиноватых, это связано с дренирующим влиянием крупных трещин. Эта зона может быть названа «зоной сверхпроводимости пласта».

На графике (рис. XV-18) хорошо видно, что с увеличением расстояния темп нарастания значений коэффициента уровнепроводности постепенно затухает и примерно с 400 м становится несущественным. Поэтому в качестве расчетных следует принимать значения коэффициентов пьезо- или уровнепроводности, полученные по наблюдательным скважинам, удаленным от опытной на расстояние не менее $(1{,}5 \div 2)\ h$ (h — мощность горизонта). Следует иметь в виду, что эти значения могут характеризоваться большей или меньшей степенью завышения.

Таким образом, обоснованное расчетное значение может быть принято по графикам $a = f(r)$ на участке, где нарастание a практически прекращается или становится незначительным. Это достижимо при достаточно большом количестве разноудаленных от опытной наблюдательной скважины (не менее 4—6). Параллельность комбинированных графиков может возникать и за счет проявления дополнительного питания, например на приречных участках. В этом случае расчеты по ним дают завышенные результаты по сравнению с расчетами по площадным графикам. Следовательно, совпадение результатов определения параметров площадным и временны́м способами является возможным, но не обязательным случаем при обработке результатов опробования трещинных сред.

В таких случаях, как правило, следует при выборе расчетных параметров отдавать предпочтение более низким значениям. Это связано с тем, что влияние всех отмеченных факторов ведет к завышению рассчитанных параметров.

3. Выбор расчетных участков временны́х и комбинированных графиков производится, по существу, на основе качественного анализа опытных закономерностей изменения уровней в процессе откачек, так как критерий контрольного времени в данных условиях неприменим.

4. В условиях сочетания эффекта «двойной пористости» с различными граничными факторами аномальности возможны следующие варианты: а) влияние границ проявляется на временны́х и комбинированных графиках в форме появления конечного более пологого или более крутого участка; расчетный асимптотический участок формируется до начала влияния границ; график имеет характерную

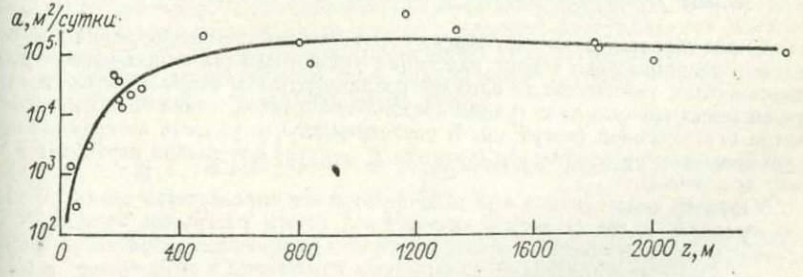


Рис. XV-18. График зависимости рассчитанных значений a от расстояния между опытной и наблюдательными скважинами $[a = f(r)]$ при групповой откачке из трещинно-карстовых известняков (Урал, данные М. В. Денисовой).

форму; б) влияние границ изменяет угловой коэффициент асимптотического участка графика, не деформируя характерной формы графиков; в) влияние границ деформирует характерную форму графика, не позволяя выделить асимптотический расчетный участок на временны́х и комбинированных графиках.

В последнем случае задача расчета гидрогеологических параметров методом Джейкоба становится неопределенной.

В трещинных средах, характеризующихся одной системой пустотности или двумя, но с близкими фильтрационными свойствами, расчет параметров в условиях наличия границ производится так же, как и в обычных пористых пластах.

5. В пластах с резко неравномерной трещиноватостью в связи с возможным существенным нарушением радиальности потока коэффициенты водопроводимости могут быть получены лишь по временны́м и комбинированным графикам. Однако время достижения квазистационарного режима может оказаться очень большим. Площадное прослеживание уровня оказывается, как правило, неприменимым. В этих условиях невозможно также определение действительного коэффициента пьезопроводности.

6. Определение параметров анизотропных пластов может быть выполнено обычными методами, но с учетом искажения формы потока, т. е. посредством деформации одной или обеих осей координат x, y. Поэтому все графики следует строить раздельно для скважин, расположенных на разных осях анизотропии.

Все вышеизложенное относится к методике обработки результатов опытных работ в условно неограниченных пластах, когда в процессе опытов влияние плановых границ, по существу, не проявляется. Эта методика может использоваться также для обработки данных откачек в ограниченных пластах при определенном расположении опытных кустов относительно границ.

Б. Г. Самсоновым [7] получены критерии, определяющие условия местоположения опытного куста относительно границ, при которых достижимы опытные закономерности изменения понижения уровня, свободные от влияния границ. Эти критерии сводятся к следующему. С погрешностью в определении параметров до 10% обработка данных опытных работ при игнорировании влияния границ возможна при следующих ограничениях: а) для способа временно́го и комбинированного прослеживания изменения уровня используются наблюдательные скважины, расположенные в радиусе до $0{,}3l$ от опытной (l — расстояние от опытной скважины до ближайшей границы); б) для способа площадного прослеживания изменения уровня используются наблюдательные скважины в радиусе не более $0{,}45l$.

Условия, когда соблюдение указанных ограничений легко достижимо, являются наиболее благоприятными для определения расчетных параметров. Однако в практике проведения исследований нередки случаи, когда с самого начала откачек опытные закономерности (исключая возмущающие и ближайшие наблюдательные скважины) уже отражают в себе влияние границ либо начальные участки временны́х закономерностей оказываются малопредставительными. Наиболее часто это наблюдается при анализе опыта эксплуатации действующих водозаборов в замкнутых и частично замкнутых пластах, когда мы не располагаем вообще закономерностями изменения уровней, свободными от влияния границ.

Таким образом, возникает задача обработки опытной информации для определения эмпирического закона изменения уровня или расчетных параметров по зависимостям, учитывающим влияние различных, либо непроницаемых и слабопроницаемых границ, либо границ постоянного напора, а также локализованных очагов ограниченной разгрузки. В последнем случае условия на границе могут в процессе опытов изменяться (граница $H = \text{const}$ постепенно переходит в границу $Q = \text{const}$).

Характер действующих при откачках границ определяется реальной гидрогеологической и геологической обстановкой (очаги разгрузки подземных вод, выклинивание водоносных пластов, резкие литологические контакты, наличие экранирующих или проводящих разрывных нарушений и пр.).

Обработку опытных данных в условиях влияния границ наиболее целесообразно выполнять также на основе уравнения Тейса — Джейкоба, преобразованного для соответствующих условий, либо там, где это уравнение неприменимо,

по возможности использовать графо-аналитические методы, основанные на анализе опытных закономерностей изменения уровня.

При изучении фильтрационных свойств трещиноватых горных пород широко применяются геофизические методы исследований (см. гл. VI, т. 2).

Методика определения гидрогеологических параметров водоносных горизонтов в трещиноватых и закарстованных горных породах рассматривается в гл. VI, т. 2 и работах [1, 2, 7, 8, 17а].

ГЛАВА XVI

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ ВОДОЗАБОРОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Водозаборным называется такое сооружение, с помощью которого эксплуатируются подземные воды для водоснабжения и других целей (извлечение из недр минеральных лечебных, промышленно-ценных, термальных вод и пр.). Основными типами водозаборов являются: вертикальные (скважины, шахтные колодцы), горизонтальные (галереи, штольни, дрены), лучевые водозаборы и каптажи источников подземных вод. Ниже рассматриваются гидрогеологические расчеты водозаборных сооружений, определяющие возможность получения требуемого количества воды при понижениях, не выходящих за пределы допустимых. Допустимое понижение $S_{доп}$ рекомендуется определять по формулам:

для безнапорных вод

$$S_{доп} \approx (0{,}5 \div 0{,}7)\, H - \Delta H_{нас} - \Delta H_{ф}; \qquad \text{(XVI-1)}$$

для напорных вод

$$S_{доп} \approx H_{н} - [(0{,}3 \div 0{,}5)\, M + \Delta H_{нас} + \Delta H_{ф}], \qquad \text{(XVI-2)}$$

где H — мощность безнапорного водоносного горизонта, м; M — мощность напорного водоносного горизонта, м; $H_{н}$ — напор, считая от водоупора, м; $\Delta H_{нас}$ — максимальная глубина погружения низа насоса или его водоприемной части под динамический уровень в скважине, м; $\Delta H_{ф}$ — потеря напора при входе в скважину (сопротивление фильтра и породы в прискважинной зоне), м.

При эксплуатации месторождений подземных вод должно выдерживаться соотношение

$$S_{расч} \leqslant S_{доп}, \qquad \text{(XVI-3)}$$

где $S_{расч}$ — расчетное понижение уровня.

При $S_{расч} > S_{доп}$ проектируемый дебит водозабора не обеспечивает требуемое количество воды для водоснабжения того или иного объекта. В этом случае может быть увеличено число скважин, при этом дебит каждой из них уменьшается или скважины располагаются на большей площади месторождения подземных вод. При $S_{расч} < S_{доп}$ дебит водозабора может быть увеличен или при сохранении проектного дебита должно быть сокращено количество эксплуатационных скважин и уменьшено расстояние между ними.

§ 1. Водозаборы в однородных водоносных горизонтах

Одиночные скважины в напорных водоносных горизонтах при неустановившемся движении. 1. Скважина в неограниченном горизонте. Понижение уровня воды S_0 в скважине при постоянном дебите определяется по формуле Ч. Тейса:

$$S_0 = -\frac{Q_0}{4\pi KM} E_i\left(-\frac{r_0^2}{4at}\right), \qquad \text{(XVI-4)}$$

где S_0 — понижение, изменяющееся во времени, м; Q_0 — дебит скважины, м³/сек (м³/сутки); K — коэффициент фильтрации, м/сек (м/сутки); M — мощность горизонта, м; r_0 — радиус скважины, м; a — коэффициент пьезопроводности, м²/сек (м²/сутки); t — продолжительность откачек, сек (сутки); E_i — экспоненциальная функция, определяется по таблице (см. приложение V, т. 2).

Формула (XVI-4) применяется при $r_0^2/4at > 0{,}05 \div 0{,}1$, при $r_0^2/4at \leqslant 0{,}05 \div 0{,}1$ приводится к виду

$$S_0 = \frac{Q_0}{4\pi KM} \ln \frac{2{,}25at}{r_0^2} = \frac{Q_0}{4\pi KM} \ln \frac{1{,}5\sqrt{at}}{r_0^2}. \qquad \text{(XVI-5)}$$

Как показано Ф. М. Бочевером [8], формулой (XVI-4) можно пользоваться и при откачке с постоянным понижением уровня воды в скважине. В этом случае дебит является переменной величиной и уменьшается в процессе откачки. При $at/r_0^2 \geqslant 10$ можно пользоваться и формулой (XVI-5) при постоянном понижении уровня воды в скважине.

2. Скважина расположена вблизи водонепроницаемой границы (рис. XVI-1). Понижение уровня воды S_0 в скважине при постоянном дебите определяется по формуле [8]

$$S_0 = \frac{Q_0}{4\pi KM} \left[\ln \frac{2{,}25at}{r_0^2} - E_i\left(-\frac{d^2}{at}\right) \right], \qquad \text{(XVI-6)}$$

где d — расстояние от скважины до водонепроницаемой границы, м. При условии, когда $d^2/at \leqslant 0{,}05 \div 0{,}1$, имеем

$$S_0 = \frac{0{,}366}{KM} \lg \frac{1{,}12at}{r_0 d}. \qquad \text{(XVI-7)}$$

3. Скважина расположена вблизи реки или водоема. Понижение S_0 определяется по формуле [37]

$$S_0 = \frac{Q_0}{4\pi KM} \left[\ln \frac{2{,}25at}{r_0^2} + E_i\left(-\frac{d^2}{at}\right) \right], \qquad \text{(XVI-8)}$$

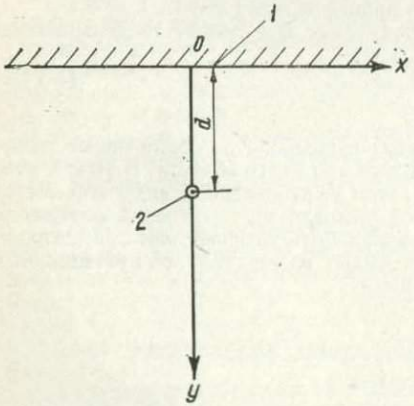


Рис. XVI-1. Схема расположения скважины у водонепроницаемой границы.
1 — граница с водонепроницаемой породой; *2* — скважина.

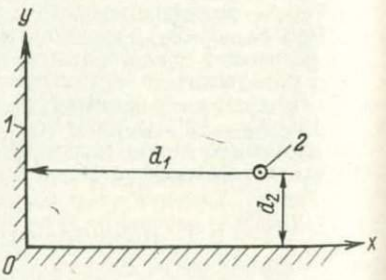


Рис. XVI-2. Схема расположения скважины у двух взаимно перпендикулярных водонепроницаемых границ.
1 — водонепроницаемые границы квадрата; *2* — скважина.

где d — расстояние от скважины до уреза воды в реке или водоеме, м. При $d^2/at \leqslant 0{,}05 \div 0{,}1$ формула (XVI-8) приводится к формуле Ф. Форхгеймера, но отвечающей напорным водам:

$$S_0 = \frac{0{,}366 Q_0 \lg \frac{2d}{r_0}}{KM}. \qquad \text{(XVI-9)}$$

Формула (XVI-9) применима при $d < 0{,}5R$, где R — радиус депрессии, м.

4. Скважина расположена вблизи двух взаимно перпендикулярных водонепроницаемых границ (рис. XVI-2). Понижение уровня воды S_0 в скважине определяется по формуле

$$S_0 = \frac{Q_0}{4\pi KM}\left[\ln \frac{2{,}25at}{r_0^2} - Ei\left(-\frac{d_2^2}{at}\right) - \right.$$

$$\left. - Ei\left(-\frac{d_1^2}{at}\right) - Ei\left(\frac{d_1^2 + d_2^2}{at}\right)\right], \qquad \text{(XVI-10)}$$

где d_1 и d_2 — расстояния от скважины до границ водоносного горизонта, м. Если, например, $d_1 > d_2$ и $d_1^2/at \leqslant 0{,}04$, то

$$S_0 = \frac{0{,}366}{KM}\left[\lg \frac{1{,}12at}{r_0 d_1} + \lg \frac{0{,}56at}{d_2 \sqrt{d_1^2 + d_2^2}}\right]. \qquad \text{(XVI-11)}$$

В формулах (XVI-6), (XVI-8), (XVI-10) Q_0 считается постоянной, а S_0 увеличивается с течением времени.

5. Скважина расположена в полосе водоносных пород, ограниченных водонепроницаемыми контурами (рис. XVI-3). Понижение уровня воды S_0 в скважине определяется по формуле

$$S_0 = \frac{Q_0}{2\pi KM}\left[\frac{3{,}55\sqrt{at}}{L} + \ln \frac{0{,}16L}{r_0 \sin \frac{\pi d}{L} - R_H^{**}}\right], \qquad \text{(XVI-12)}$$

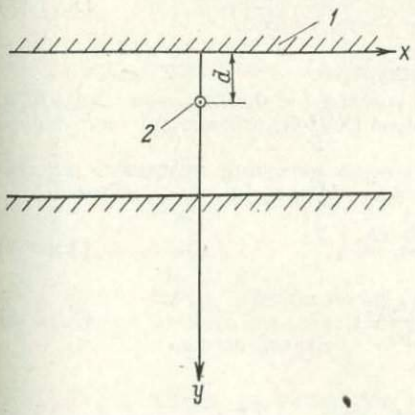


Рис. XVI-3. Схема расположения скважины в полосе водоносных пород, ограниченных водонепроницаемыми контурами.

1 — водонепроницаемые породы; *2* — скважина.

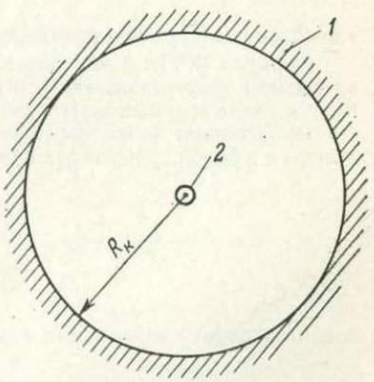


Рис. XVI-4. Схема расположения скважины в центре водоносного горизонта, ограниченного круговым водонепроницаемым контуром.

1 — водонепроницаемые породы; *2* — скважина.

где L — ширина полосы, м; d — расстояние от скважины до одной из водонепроницаемых границ водоносного горизонта, м; R_H — величина, определяемая в зависимости от $\pi\sqrt{at}/L$ и d/L по табл. XVI-1. При $t \geqslant (0{,}05 \div 0{,}1)\, L^2/d$ в формуле допустимо пренебречь R_H^{**}.

Таблица XVI-1

Значения функции R_H^{**}

$\frac{\pi\sqrt{at}}{L}$	d/L				
	0,1; 0,9	0,2; 0,8	0,3; 0,7	0,4; 0,6	0,5
0,1	2,51	1,85	1,53	1,37	1,32
0,2	1,90	1,27	0,949	0,788	0,737
0,4	1,23	0,788	0,482	0,320	0,27
0,6	0,778	0,528	0,289	0,139	0,09
0,8	0,482	0,340	0,181	0,065	0,024
1,0	0,288	0,206	0,109	0,033	0,055
1,2	0,160	0,117	0,062	0,018	0,001
1,4	0,086	0,062	0,033	0	0
1,6	0,043	0,031	0,016	0	0
1,8	0,020	0,014	0,008	0	0
2,0	0,008	0,006	0,003	0	0
2,5	0,001	0,001	0	0	0

6. Скважина расположена в центре водоносного горизонта, ограниченного круговым или приводящимся к круговому водонепроницаемым контуром (рис. XVI-4). Понижение S_0 определяется по формуле [18, 42]

$$S_0 = \frac{Q_0}{2\pi KM}\left[\ln\frac{R_к}{r_0} + \frac{2at}{R_к^2} - \frac{3}{4}\right], \qquad \text{(XVI-13)}$$

где $R_к$ — радиус водонепроницаемого контура, м.

Формула (XVI-13) действительна при условии $t < 0{,}3R_к^2/a$, если $t > 0{,}3R_к^2/a$, то расчеты могут производиться по формуле (XVI-5), отвечающей неограниченному в плане водоносному горизонту.

Приведенные выше формулы, отвечающие напорным условиям, действительны и в безнапорных водах при замене в них M на $h_{ср}$ и a на $a_у$, причем

$$h_{ср} = \frac{2H + h_0}{3}, \qquad \text{(XVI-14)}$$

$$a_у = \frac{Kh_{ср}}{\mu_в}, \qquad \text{(XVI-15)}$$

а для закрытого водоносного горизонта

$$a_у = \frac{2H + h_0 + h_к}{4}, \qquad \text{(XVI-16)}$$

где H — мощность безнапорного водоносного горизонта, м; h_0 — высота столба воды в скважине в процессе откачки на момент t, м; $h_к$ — мощность водоносного горизонта на данный момент времени у водонепроницаемого контура водоносного горизонта, м; $a_у$ — коэффициент уровнепроводности, м²/сек (м²/сутки); $\mu_в$ — коэффициент гравитационной водоотдачи, доли единицы.

Значение $h_к$ определяется по формуле [42]

$$h_к = \sqrt{h_0^2 + \frac{Q_0}{\pi\mu_в K}\left(\frac{2at}{R_к^2} - \frac{1}{4}\right)}. \qquad \text{(XVI-17)}$$

Одиночные скважины в напорных водоносных горизонтах при установившемся движении. 1. Скважина расположена в неограниченном водоносном горизонте с круговым контуром питания, по Ж. Дюпюи:

$$S_0 = \frac{0{,}366Q_0 \lg \dfrac{R}{r_0}}{KM}, \qquad \text{(XVI-18)}$$

где S_0 — постоянное понижение, м; Q_0 — постоянный дебит, м³/сек (м³/сутки); R — радиус депрессии, м; K — коэффициент фильтрации, м/сек (м/сутки); M — мощность водоносного горизонта, м; r_0 — радиус скважины, м.

2. Скважина расположена между двумя контурами питания и дренажа, по А. В. Романову:

$$S_0 = \frac{Q_0 \ln\left[\dfrac{2L}{\pi r_0}\cos\dfrac{\pi(l_1 - l_2)}{2L}\right]}{2\pi KM}, \qquad \text{(XVI-19)}$$

где L — ширина полосы, м; l_1 и l_2 — расстояния от скважины до контуров питания, м.

3. Скважина расположена в середине полосы между контурами питания и стока, по Ф. М. Бочеверу:

$$S_0 = \frac{Q_0}{4\pi KM} \ln \frac{\operatorname{ch}\left(\dfrac{\pi r_0}{L}\right) + 1}{\operatorname{ch}\left(\dfrac{\pi r_0}{L}\right) - 1}. \qquad \text{(XVI-20)}$$

4. Скважина расположена между двумя взаимно перпендикулярными границами питания [река впадает в озеро или море, приток впадает в реку (рис. XVI-5)]:

$$S_0 = \frac{0{,}366Q_0 \lg \dfrac{2L_1L_2}{r_0\sqrt{L_1^2 + L_2^2}}}{KM}, \qquad \text{(XVI-21)}$$

где L_1 и L_2 — расстояние от скважины до первой и второй границ питания, м.

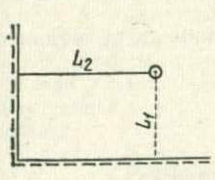


Рис. XVI-5. Схема расположения скважины между двумя взаимно перпендикулярными границами питания.

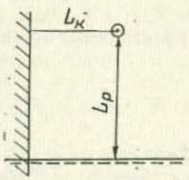


Рис. XVI-6. Схема расположения скважины вблизи водонепроницаемого контура, прорезаемого границей питания.

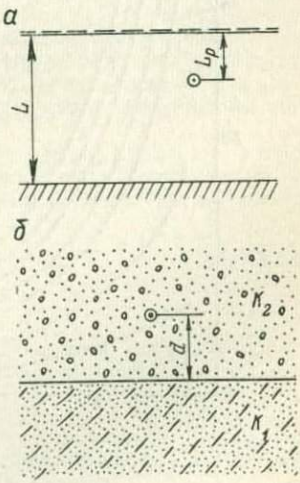


Рис. XVI-7. Схема расположения скважин между границей питания и параллельной ей водонепроницаемой границей (*а*) и вблизи границы различной проницаемости (*б*).

5. Скважина расположена вблизи водонепроницаемого контура, прорезаемого границей питания (река пересекает зону сброса, где проницаемые породы сменяются непроницаемыми (рис. XVI-6):

$$S_0 = \frac{0{,}366Q_0 \lg \dfrac{2L_\text{р}\sqrt{L_\text{р}^2 + L_\text{к}^2}}{r_0 L_\text{к}}}{KM}, \qquad \text{(XVI-22)}$$

где $L_\text{р}$ и $L_\text{к}$ — расстояния от скважины до границы питания и водонепроницаемого контура, м.

6. Скважина расположена между границей питания (рекой) и параллельной ей границей с водонепроницаемыми породами (рис. XVI-7, *а*) [40]:

$$S_0 = \frac{0{,}366Q_0 \lg \dfrac{4L \operatorname{ctg} \pi L_\text{р}/L}{\pi r_0}}{KM}. \qquad \text{(XVI-23)}$$

7. Скважина расположена вблизи границы пород различной проницаемости (рис. XVI-7, *б*):

$$S_0 = \frac{0{,}366Q_0 \lg \dfrac{L}{r_0} + \dfrac{1}{2\alpha} \lg \dfrac{L^2 + 4d^2}{4d^2}}{KM}, \qquad \text{(XVI-24)}$$

где α — безразмерный коэффициент $\left(\alpha = \dfrac{K_2 - K_1}{K_2 + K_1}\right)$; K_2 — коэффициент фильтрации водоносного горизонта, в котором располагается скважина, м/сек (м/сутки); K_1 — коэффициент фильтрации смежного слоя, м/сек (м/сутки); d — расстояние от скважины до границы слоев, м; r_0 — радиус влияния скважины, м.

8. Скважина расположена близ реки или водоема. Понижение уровня воды S_0 в скважине определяется по формуле

$$S_0 = \frac{0{,}366 \lg 2a/r_0}{KM}, \qquad \text{(XVI-25)}$$

где a — расстояние от скважины до реки или водоема, м.

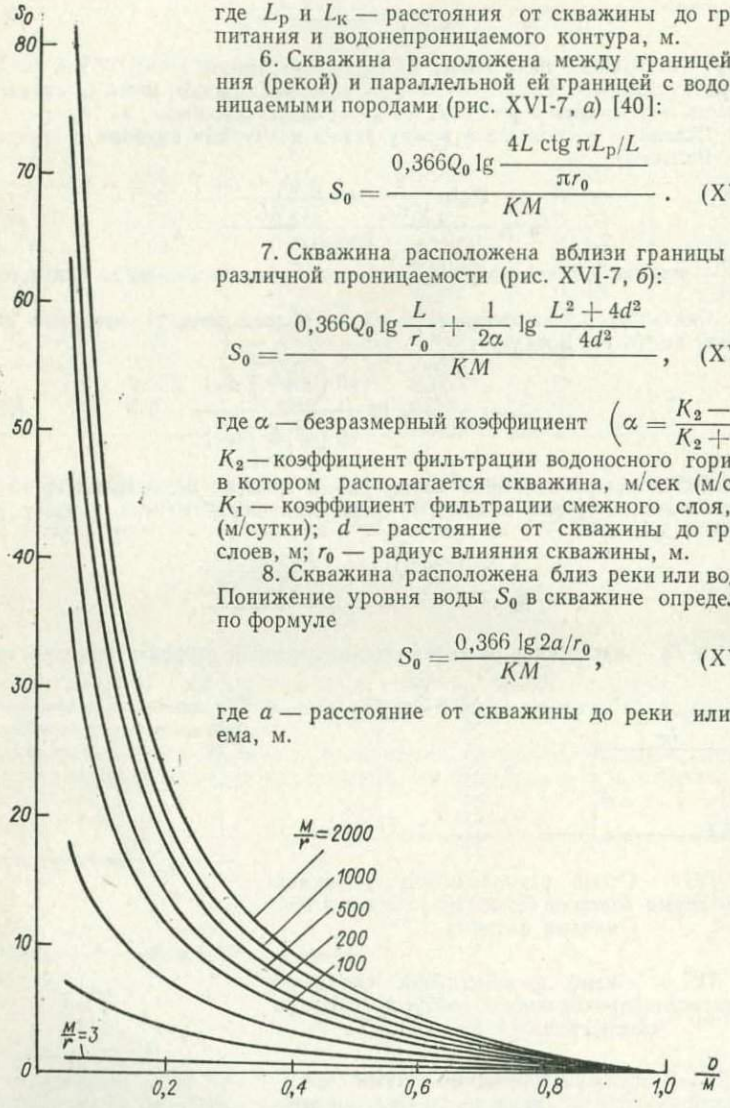


Рис. XVI-8. График для определения коэффициента несовершенства скважин по степени вскрытия водоносного горизонта.

Формулы (XVI-18)—(XVI-25) применимы для безнапорных вод с заменой в них M на $h_{ср}$, определяемое по формуле (XVI-14).

Определение разрыва уровня в скважинах. При откачке из скважины в безнапорных условиях уровень воды в скважине и в водоносном горизонте непосредственно за фильтром (водоприемной частью) занимает разное положение. Образуется разрыв уровня, связанный с искривлением линий тока вблизи скважины и появлением дополнительных гидравлических сопротивлений. В незатопленном фильтре последний пересекается свободной поверхностью. В таких условиях разрыв уровня называется участком высачивания. Для скважин с незатопленным фильтром В. М. Шестаков, основываясь на решении И. А. Чарного, предложил приближенную формулу для определения высоты участка высачивания:

$$\Delta h = \sqrt{\overline{Q} + 0{,}73 \lg\left(\frac{\sqrt{\overline{Q}}}{r_0} - 0{,}51\right) + (h_0')^2} - h_0', \qquad \text{(XVI-26)}$$

где Δh — высота участка высачивания, м; $\overline{Q} = Q/K$ — приведенный приток, м²/сек (м²/сутки); h_0' — высота столба воды в скважине, м; r_0 — радиус фильтра скважины, м.

Оценка несовершенства водозаборных скважин. При несовершенстве скважин по степени вскрытия водоносного горизонта найденная по расчету функция понижения уровня в скважине возрастает на величину, определяемую по формуле

$$\Delta S_0 = \frac{Q_0}{2\pi KM}\zeta_0, \qquad \text{(XVI-27)}$$

где ζ_0 — безразмерное гидравлическое сопротивление, значения которого в зависимости от b/M и M/r_0 даны на графике (рис. XVI-8); b — длина водоприемной части скважины; M — мощность напорного горизонта.

Для безнапорных водоносных горизонтов $M = H - S_0/2$, $b \approx b_0 - S_0/2$ (b_0 — действительная длина фильтра, S_0 — понижение уровня в несовершенной скважине). Если фильтр скважины устанавливается в средней части водоносного горизонта, то значения ζ_0, определяемые по графику, следует уменьшить: при $b/M = 0{,}3$ на 1,5; при $b/M = 0{,}5$ на 0,7. Для скважин, несовершенных по характеру вскрытия водоносного горизонта, поправка на несовершенство оценивается по опытным или эксплуатационным откачкам или приближенно по графикам В. И. Шурова (см. приложение VII, т. 2).

Одиночные скважины в напорно-безнапорных водоносных горизонтах. Если круговой водоносный горизонт со всех сторон ограничен породами иной проницаемости, а скважина расположена в центре горизонта [4], то могут быть выделены три случая: 1) поток является безнапорным в обеих зонах разной проницаемости; 2) безнапорный поток развит в части внутренней зоны, в остальной части этой зоны и во внешней зоне поток напорный; 3) безнапорный поток развит во внутренней и в части внешней зоны. В остальной части внешней зоны поток напорный.

Поток безнапорный в обеих зонах разной проницаемости. Дебит скважины (выработки) при заданном понижении уровня воды в скважине на определенный момент времени определяется по формуле

$$Q = \frac{\pi (2H_e - S_0) S_0}{\frac{1}{K_1}\ln\frac{R}{r_0} + \frac{1}{K_2}\ln\frac{R_п}{R}}, \qquad \text{(XVI-28)}$$

где H_e — мощность водоносного горизонта в естественных условиях, м; S_0 — понижение уровня воды в скважине (выработке) через некоторое время после начала отбора воды с постоянным дебитом, м; K_1 — коэффициент фильтрации пород внутренней зоны, м/сек (м/сутки); K_2 — коэффициент фильтрации пород внешней зоны, м/сек (м/сутки); R — радиус внутренней зоны пород с коэффициентом фильтрации K_1, м; r_0 — радиус скважины (выработки), м; $R_п$ — радиус питания на заданный момент времени, м.

Радиус питания $R_п$ на заданный момент времени определяется по следующей формуле путем подбора

$$t = \frac{\mu_1 R^2}{2K_2 H_e}\left[\ln\frac{R_п}{R} + \frac{K_2}{K_1}\eta\left(\frac{r_0}{R}\right) + \frac{\mu_2}{\mu_1}\left(\frac{R_п}{R}\right)^2 \eta\left(\frac{R}{R_п}\right)\right], \quad \text{(XVI-29)}$$

где t — время начала откачки до момента определения радиуса питания, сек (сутки); μ_1 и μ_2 — коэффициенты водоотдачи пород во внутренней и внешней зонах;

$$\eta(\gamma) = \gamma^2\left(\ln\gamma - \frac{1}{2}\right) + \frac{1}{2}. \quad \text{(XVI-30)}$$

Значения $\eta(\gamma)$ приведены в табл. XVI-2.

Таблица XVI-2

Значения $\eta(\gamma)$

γ	$\eta(\gamma)$	γ	$\eta(\gamma)$	γ	$\eta(\gamma)$	γ	$\eta(\gamma)$
0,01	0,5	0,06	0,4881	0,20	0,1360	0,70	0,0802
0,02	0,4982	0,07	0,4845	0,30	0,2017	0,80	0,0372
0,03	0,4964	0,08	0,4806	0,40	0,2734	0,90	0,0096
0,04	0,4941	0,09	0,4765	0,50	0,3466	0,95	0,0022
0,05	0,4913	0,10	0,4720	0,60	0,4156	1,00	0,0000

Формулы (XVI-28) и (XVI-29) действительны при условии, когда

$$t \geqslant \frac{\mu_1 R^2}{2K_1 H_e}\eta\left(\frac{r_0}{R}\right). \quad \text{(XVI-31)}$$

Понижение уровня воды определяется по формулам:
во внутренней зоне пород

$$S_1 = H_e - \sqrt{H_e^2 - \frac{Q}{\pi}\left(\frac{1}{K_1}\ln\frac{R}{r} + \frac{1}{K_2}\ln\frac{R_п}{R}\right)}; \quad \text{(XVI-32)}$$

во внешней зоне пород

$$S_2 = H_e - \sqrt{H_e^2 - \frac{Q}{\pi K_2}\ln\frac{R_п}{r}}, \quad \text{(XVI-33)}$$

где Q — дебит, рассчитанный по формуле (XVI-29); r — радиус точки, в которой определяется понижение напора.

Сопоставление расчетов для рассматриваемой схемы фильтрации с закрытым горизонтом, когда во внешней зоне развиты непроницаемые породы ($K_2 = 0$), показывает, что расхождения в понижениях растут с течением времени, но для одного и того же времени расхождения тем больше, чем больше K_2/K_1. Ориентировочно можно считать, что при прочих равных условиях время наступления одинакового относительного расхождения для двух этих схем фильтрации пропорционально K_2/K_1.

Снижение водоотдачи пород во внешней зоне способствует уменьшению расхождений между двумя рассматриваемыми схемами фильтрации.

Безнапорный поток в некоторой части пород внутренней зоны. Дебит скважины (выработки) при заданном понижении уровня на данный момент времени выражается в виде

$$Q = \frac{\pi K_1 (M^2 - h_0^2)}{\ln(R_m/r_0)}, \quad \text{(XVI-34)}$$

где M — мощность напорного горизонта, м; h_0 — высота столба воды в скважине (выработке) над подошвой пласта, м; R_m — расстояние от скважины до пересечения депрессионной поверхности с кровлей водоносного горизонта на заданный момент времени t, м. R_m зависит от $R_п$. Оба эти неизвестных определяются из уравнений

$$\ln R_m = \frac{2S_m}{2S_m + M} \ln r_0 + \frac{M}{2S_m + M} \left(\ln R + \frac{K_1}{K_2} \ln \frac{R_п}{R} \right); \quad \text{(XVI-35)}$$

$$t = \frac{\mu_1 R_m^2}{2MK_2} \left[\left(1 - \frac{r_0^2}{R_m} \right) \left(\ln \frac{R_п}{R} - \frac{K_2}{K_1} \ln \gamma_m \right) + \frac{K_2}{K_1} \eta \left(\frac{r_0}{R_m} \right) \right] +$$

$$+ \frac{\mu_2^* R_п^2}{2MK_2} \eta \left(\frac{R}{R_п} \right) + \frac{\mu_1^* R_2}{2MK_2} \left[(1 - \gamma_m^2) \ln \frac{R_п}{R} + \frac{K_2}{K_1} \eta(\gamma_m) \right], \quad \text{(XVI-36)}$$

где t — заданный отрезок времени; $\gamma_m = R_m/R$ — безразмерная величина; μ_1^* и μ_2^* — коэффициенты упругой водоотдачи в зонах развития пород с коэффициентом фильтрации K_1 и K_2; μ_1 — водоотдача пород зоны I; S_m — часть понижения напора от статического горизонта до кровли водоносного горизонта.

В формулах (XVI-35) и (XVI-36) неизвестными являются R_m и $R_п$. Определение их может быть произведено путем подбора. Для этого задаемся значением $R_п$ и по формуле (XVI-35) определяем R_m. Далее используя $R_п$ и R_m, по формуле (XVI-36) находим t. Если t не соответствует заданному значению t, для которого определяется Q по формуле (XVI-34), то $R_п$ задается заново и далее расчеты повторяются до тех пор, пока заданное и расчетное время не окажутся достаточно близкими.

Зависимости (XVI-34)—(XVI-36) действительны при следующем приближенном условии:

$$t_m \approx \frac{\mu_1 R^2 S_m}{M^2 K_1} \left[\ln \frac{R}{r_0} + \frac{m}{2S_m} \eta \left(\frac{r_0}{R} \right) \right], \quad \text{(XVI-37)}$$

где t_m — время, в течение которого кривая депрессии достигает границы пород разной проницаемости, сек (сутки); остальные обозначения указаны выше.

При $t > t_m$ мы приходим к потоку следующей фазы, когда внутренняя зона уже полностью осушена.

Расчет положения депрессии в каждой зоне рассматриваемого потока производится по следующим формулам:

внутренняя безнапорная зона

$$S_{1б} = H_e - \sqrt{M^2 - \frac{Q}{\pi K_1} \ln \frac{Rm}{r}}; \quad \text{(XVI-38)}$$

внутренняя напорная зона

$$S_1 = \frac{Q}{2\pi m} \left(\frac{1}{K_1} \ln \frac{R}{r} + \frac{1}{K_2} \ln \frac{R_п}{R} \right); \quad \text{(XVI-39)}$$

внешняя напорная зона

$$S_2 = \frac{Q}{2\pi K_2 M} \ln \frac{R_п}{r}, \quad \text{(XVI-40)}$$

где r — расстояние от точки, в которой определяется понижение напора, до скважины.

Безнапорный поток во всей внутренней и части внешней зоны. Дебит скважины (выработки) при заданном в ней понижении уровня на данный момент времени

$$Q = \frac{\pi (M^2 - h_0^2)}{\frac{1}{K_1} \ln \frac{R}{r_0} + \frac{1}{K_2} \ln \frac{R_m}{R}}. \quad \text{(XVI-41)}$$

Входящая в формулу (XVI-41) R_m, зависящая также и от $R_п$, определяется с помощью следующих формул:

$$\ln R_m = \frac{M \ln R_п + 2S_m \left[\left(1 - \frac{K_2}{K_1} \right) \ln R + \frac{K_2}{K_1} \ln r_0 \right]}{M + 2S_m}; \quad \text{(XVI-42)}$$

$$t = \frac{\mu_2^* R_п}{2K_2 M} \eta \left(\frac{R_m}{R_п} \right) + \frac{\mu_2 R_п^2}{2K_2 M} \left[\eta \left(\frac{R}{R_п} \right) - \eta \left(\frac{R_m}{R_п} \right) \right] + \frac{\mu_1 R^2}{2K_2 M} \left[\ln \frac{R_п}{R} + \frac{K_2}{K_1} \frac{m}{D} \eta \left(\frac{r_0}{R} \right) \right]; \quad \text{(XVI-43)}$$

$$D = M \sqrt{1 - \frac{\ln \frac{R_m}{R}}{\ln \frac{R_m}{R} + \frac{K_2}{K_1} \ln \frac{R}{r_0}}}, \quad \text{(XVI-44)}$$

где $R_п$ — радиус питания, м; μ_1^*, μ_2^* — коэффициенты упругой водоотдачи пород в слоях 1 и 2; μ_1, μ_2 — коэффициенты водоотдачи в горизонтах 1 и 2 при их осушении; S_m — напор над кровлей горизонта в естественных условиях, м.

Задача сводится к решению двух уравнений с двумя неизвестными $R_п$ и R_m. Для этого задаемся радиусом питания $R_п$, который подставляем в формулу (XVI-35) и определяем соответствующее расстояние R_m. Далее R_m и $R_п$ подставляем в уравнение (XVI-43) с целью определения t. Если t приближается к значению, которое мы задаем для определения Q, то дальнейшие расчеты прекращаются. В противном случае подбор продолжается. Определив R_m, вычисляем Q по формуле (XVI-41).

Понижение напора в каждой зоне рассматриваемого потока определяется по формулам:

внутренняя зона безнапорного потока

$$S_{1б} = H_e - D_1 \sqrt{1 - \frac{Q}{\pi K_1 D_1^2} \ln \frac{R}{r}}; \quad \text{(XVI-45)}$$

$$D_1 = M \sqrt{1 - \frac{Q}{\pi K_2 M^2} \ln \frac{R}{r}}; \quad \text{(XVI-46)}$$

внешняя зона безнапорного потока

$$S_{2б} = H_e - M \sqrt{1 - \frac{Q}{\pi K_2 M^2} \ln \frac{R_m}{R}}; \quad \text{(XVI-47)}$$

внешняя зона напорного потока

$$S_2 = \frac{Q}{2\pi K_2 M} \ln \frac{R_п}{r}. \quad \text{(XVI-48)}$$

При прогнозе формирования депрессии в более сложных случаях плановой неоднородности следует пользоваться методами аналогового моделирования.

Группа произвольно расположенных взаимодействующих скважин в неограниченном напорном горизонте при неустановившемся движении. Понижение напора S в точке, находящейся на различных расстояниях от взаимодействующих скважин (рис. XVI-9), определяется при $Q_0 \neq Q_1 \neq \ldots \neq Q_n$ по формуле (рис. XVI-9)

$$S = -\frac{Q_{сум}}{4\pi KM} \left[\alpha_0 E_i \left(-\frac{r_0^2}{4at} \right) + \sum_{i=1}^{n} \alpha_i E_i \left(-\frac{r_i^2}{4at} \right) \right], \quad \text{(XVI-49)}$$

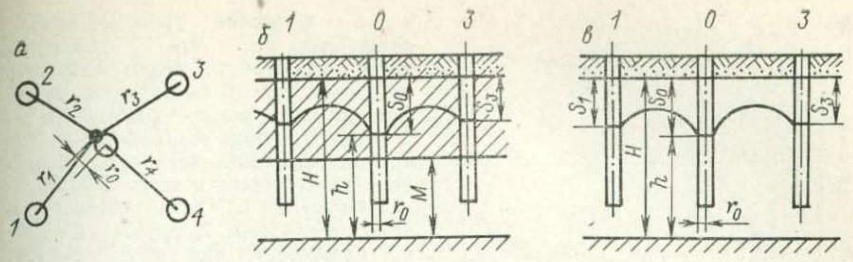


Рис. XVI-9. Схема к расчету группы произвольно расположенных взаимодействующих скважин в неограниченном водоносном горизонте.

а — план расположения скважин; *б* — разрез напорного горизонта; *в* — разрез безнапорного горизонта.

где S — понижение в рассматриваемой точке, м; $Q_{сум}$ — суммарный дебит взаимодействующих скважин, м³/сек (м³/сутки); KM — водопроводимость горизонта, м²/сек (м²/сутки); α_0, α_1, α_2, ..., α_n — коэффициенты взаимодействия (интерференции) скважин по дебиту ($\alpha_0 = Q_0/Q_{сум}$; $\alpha_i = Q_i/Q_{сум}$, $\alpha_1 = Q_1/Q_{сум}$, ..., $\alpha_n = Q_n/Q_{сум}$); r_0 — радиус скважины, м; $r_i = r_1, r_2, \ldots, r_n$ — расстояния от точки до скважин, м; a — коэффициент пьезопроводности, м²/сек (м²/сутки); t — продолжительность откачки, сек (сутки).

При $Q_0 = Q_1 = Q_2 = \ldots = Q_n$ и $\alpha_0 = \alpha_1 = \alpha_2 = \ldots = \alpha_n$ формула (XVI-49) приобретает вид

$$S = \frac{Q_{сум}}{4\pi KM}\alpha\left[E_i\left(-\frac{r_0^2}{4at}\right) + \sum_{i=1}^{n} E_i\left(-\frac{r_i^2}{4at}\right)\right]. \qquad \text{(XVI-50)}$$

Формулы (XVI-49) и (XVI-50) применяются при $\frac{r_i^2}{4at} > 0{,}05 \div 0{,}1$, где r_i^2 — расстояние от наиболее удаленной скважины до рассматриваемой точки. При $\frac{r_i^2}{4at} \leqslant 0{,}05 \div 0{,}1$ формулы (XVI-49) и (XVI-50) приводятся к виду

$$S = \frac{Q_{сум}}{4\pi KM}\left[\alpha_0 \ln\frac{2{,}25at}{r_0^2} + \sum_{i=1}^{n}\alpha_i\frac{2{,}25at}{r_i^2}\right]; \qquad \text{(XVI-51)}$$

$$S = \frac{Q_{сум}}{4\pi KM}\alpha\left[\ln\frac{2{,}25at}{r_0^2} + \sum_{i=1}^{n}\ln\frac{2{,}25at}{r_i^2}\right]. \qquad \text{(XVI-52)}$$

Для неограниченных безнапорных водоносных горизонтов в формулах (XVI-49)—(XVI-52) M заменяется $h_{ср}$, a — коэффициентом a_y, определяемым по формуле (XVI-15). Для приближенных расчетов $h_{ср}$ может приниматься равной $0{,}8H$ ($h_{ср} \approx 0{,}8H$, где H — мощность безнапорного водоносного горизонта до начала откачки).

Линейные, кольцевые и круговые водозаборы в неограниченных водоносных горизонтах. При сооружении водозаборов, состоящих из большого числа скважин (больше 8), компактно размещенных в неограниченных водоносных горизонтах, для упрощения расчетов скважины объединяются в линейные, кольцевые и круговые (площадные) системы.

Для расчета линейных, кольцевых и круговых водозаборов применяется общая формула [35]

$$S = \frac{Q_{сум}}{4\pi KM}N, \qquad \text{(XVI-53)}$$

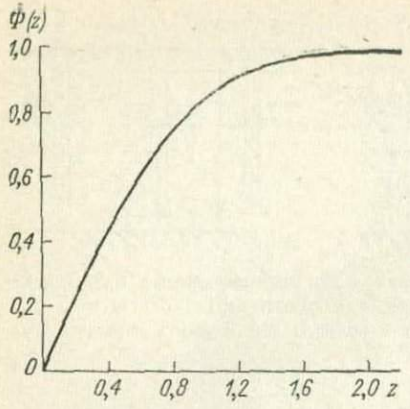


Рис. XVI-10. График функции ошибок $\Phi(z)$.

где S — понижение уровня в центре водозабора, м; $Q_{сум}$ — суммарный дебит водозабора, м³/сек (м³/сутки); K — коэффициент фильтрации, м/сек (м/сутки); M — мощность горизонта, м; N — безразмерное гидравлическое сопротивление, вычисляемое по формулам, приведенным в табл. XVI-3.

Формула (XVI-55) применяется при $at/l^2 \geqslant 4 \div 6$; формулы (XVI-57) и (XVI-59) — при $at/R_0^2 \geqslant -2{,}5$. В формулах (XVI-58) и (XVI-59) $R_0 = P/(2\pi)$, где P — периметр участка расположения скважин (линия, соединяющая крайние скважины). Символ Ф в формуле (XVI-54) обозначает функцию ошибок (интеграл вероятности), значения которой в зависимости от аргумента $(l/2\sqrt{at})$ даны на графике (рис. XVI-10). В формулах (XVI-55), (XVI-57), (XVI-59) $R = 1{,}5\sqrt{at}$.

Расчет понижения уровня в точках, удаленных на расстояние $r > 1{,}5l$ в линейном водозаборе и $r > 1{,}5R_0$ в кольцевом и круговом водозаборах, производится по формуле (XVI-53) с определением безразмерного сопротивления N по формулам (XVI-56) и (XVI-57) с заменой в них R_0 на r. При проектировании нескольких взаимодействующих групповых водозаборов расчет производится по формуле

$$S = \frac{Q_{сум}}{4\pi KM}(\alpha_в N + N_в), \qquad \text{(XVI-60)}$$

где S — понижение в центре данного водозабора, м; $\alpha_в$ — коэффициент взаимодействия водозаборов ($\alpha_в = Q_{2в}/Q_{сум}$, $Q_{2в}$ — дебит водозабора; $Q_{сум}$ — суммарный дебит всех водозаборов); $N_в$ — безразмерное сопротивление, обусловленное откачкой из всех остальных водозаборов.

Значение $N_в$ определяется по формуле

$$N_в = \sum_{i=1}^{n} \alpha_{iв} E_i\left(-\frac{r_i^2}{4at}\right), \qquad \text{(XVI-61)}$$

где

$\alpha_{iв} = \dfrac{Q_{i2в}}{Q_{сум}}$, $\alpha_{1в} = \dfrac{Q_{12в}}{Q_{сум}}$, $\alpha_{2в} = \dfrac{Q_{22в}}{Q_{сум}} = \cdots \dfrac{Q_{n2в}}{Q_{сум}}$; $Q_{12в}, Q_{22в}, \ldots, Q_{n2в}$ — дебит каждого водозабора, м³/сек (м³/сутки); $r_i = r_1, r_2, \ldots, r_n$ — расстояния от точки, в которой определяется понижение, до соответствующих водозаборов, м; n — число взаимодействующих водозаборов.

Формула (XVI-61) применима при $r_i^2/4at > 0{,}05 \div 0{,}1$; при $r_i^2/4at \leqslant 0{,}05 \div 0{,}1$, где r_i — расстояние от наиболее удаленного водозабора до рассматриваемой точки понижения уровня при работе всех взаимодействующих водозаборов приобретает вид

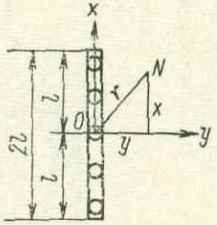
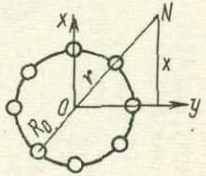
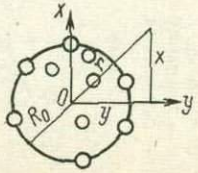
$$N_в = \sum_{i=1}^{n} \alpha_{iв} \ln \frac{2{,}25at}{r_i^2}. \qquad \text{(XVI-62)}$$

По формуле (XVI-60) определяется понижение в центре некоторой условной депрессионной поверхности, которая образуется при равных дебитах скважин во взаимодействующих водозаборах.

Понижение уровня воды $S_с$ в каждой скважине водозабора определяется по формуле

$$S_с = S + \Delta S, \qquad \text{(XVI-63)}$$

Выражения для безразмерного гидравлического сопротивления при определении понижения уровня в центре водозаборов [35]

Тип водозабора	Расчетная схема	Любая длительность откачки	Номера формул	Значительная длительность откачки	Номера формул
Линейная система скважин		$N=-E_i\left(-\frac{l^2}{4at}\right)+$ $+\frac{2\sqrt{\pi at}}{l}\Phi\left(\frac{l}{2\sqrt{at}}\right)$	XVI-54	$N=2\ln\frac{R}{0{,}37l}$	XVI-55
Кольцевая система скважин		$N=-E_i\left(-\frac{R_2^0}{4at}\right)$	XVI-56	$N=2\ln\frac{R}{R_0}$	XVI-57
Круговая (площадная) система скважин		$N=-E_i\left(\frac{R_0^2}{4at}+\frac{4at}{R_0^2}\right)\times$ $\times\left(1-e^{-\frac{R_0^2}{4at}}\right)$	XVI-58	$N=2\ln\frac{R}{0{,}61R_0}$	XVI-59

где S — понижение, рассчитанное по формуле (XVI-60), м; ΔS — дополнительное понижение в скважине, м.
Дополнительное понижение ΔS определяется по формуле

$$\Delta S = \frac{Q_0}{2\pi KM} \ln \frac{\sigma}{\pi r_0}, \qquad \text{(XVI-64)}$$

где Q_0 — дебит данной скважины, м³/сек (м³/сутки); σ — половинное расстояние между соседними скважинами в водозаборе, м; r_0 — радиус скважины, м.

Расчет линейных, кольцевых и круговых водозаборов в неограниченных безнапорных водоносных горизонтах производится по формулам (XVI-53)—(XVI-60) с заменой в них M на $h_{ср}$, a — на коэффициент a_y, который определяют по формуле (XVI-15).

Береговые водозаборы. Расчет водозаборов вблизи реки производится методом зеркальных отображений и сложения фильтрационных течений [10, 28, 35]. Одиночная скважина. Понижение уровня воды S_0 в скважине определяется по формуле

$$S_0 = -\frac{Q_0}{4\pi KM}\left[E_i\left(-\frac{r_0^2}{4at}\right) - E_i\left(-\frac{\rho_0^2}{4at}\right)\right], \qquad \text{(XVI-65)}$$

где Q_0 — дебит скважины, м³/сек (м³/сутки); r_0 — радиус скважины, м; ρ_0 — расстояние от точки понижения до зеркального отображения скважины, м; a — коэффициент пьезопроводности, м²/сек(м²/сутки); t — продолжительность откачки, сек(сутки).
При длительных откачках, когда $\rho^2/(4at) < 0{,}05 \div 0{,}1$, выражение (XVI-65) преобразуется в формулу Ф. Форхгеймера:

$$S_0 = \frac{Q_0}{2\pi KM} \ln \frac{\rho_0}{r_0}. \qquad \text{(XVI-66)}$$

Группа произвольно расположенных взаимодействующих скважин (рис. XVI-11). Понижение уровня в точке, отстоящей на различных расстояниях от скважин, определяется по формуле

$$S = -\frac{Q_{сум}}{4\pi KM} \sum_{i=1}^{n} \beta_i \left[E_i\left(-\frac{r_i^2}{4at}\right) - E_i\left(-\frac{\rho_i^2}{4at}\right)\right], \qquad \text{(XVI-67)}$$

где $\beta_i = Q_i/Q_{сум}$, $i = 1, 2, \ldots, n$ (n — число взаимодействующих скважин); $Q_{сум}$ — суммарный дебит скважин, м³/сек (м³/сутки); r_i и ρ_i — расстояние от точки понижения уровня до реальных и зеркально отображаемых скважин, м.

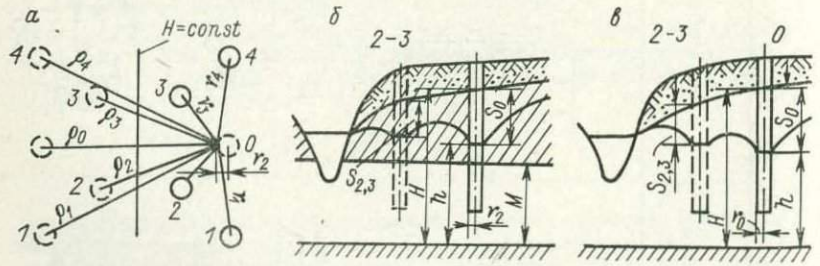


Рис. XVI-11. Схема к расчету взаимодействующих скважин вблизи реки.
а — план расположения скважин; *б* — разрез напорного горизонта; *в* — разрез безнапорного горизонта.

При $\rho_{i\,max}^2/(4at) < 0{,}05 \div 0{,}1$ выражения (XVI-67) переходит в известную формулу Ф. Форхгеймера для установившегося движения:

$$S = \frac{Q_{сум}}{2\pi KM} \sum_{i=1}^{n} \beta_i \ln \frac{\rho_i}{r_i}. \qquad \text{(XVI-68)}$$

Линейный ряд скважин вблизи реки (рис. XVI-12). Понижение уровня в каждой скважине ряда при $Q_1 = Q_2 = Q_3 = \ldots = Q_0$ и установившемся движении

$$S_0 = \frac{Q_0}{2\pi KM}\left(\frac{\pi L}{\sigma} + \ln \frac{\sigma}{\pi r_0}\right), \qquad \text{(XVI-69)}$$

где Q — дебит скважины, м³/сек (м³/сутки); L — расстояние от ряда скважин до реки, м; σ — половинное расстояние между скважинами в ряду, м; r_0 — радиус скважины, м.

Формула (XVI-69) применяется при $L/l > 5 \div 7$. При $L/l < 5 \div 7$ понижение уровня в центре ряда

$$S = \frac{Q_0}{2\pi KM}\left(\frac{l}{\sigma} \ln \frac{5{,}4L}{l} + \ln \frac{\sigma}{\pi r_0}\right). \qquad \text{(XVI-70)}$$

Влияние заиленности и неоднородности пород в русле на производительность береговых водозаборов. На производительность береговых водозаборов существенное влияние оказывают глинистые отложения в русле реки, затрудняющие фильтрацию воды из нее. Это влияние выражается дополнительным понижением уровня, которое прибавляется к рассчитанному по формулам (XVI-65)—(XVI-69). Дополнительное понижение для линейного ряда скважин большой протяженности определяется по формуле [35]

$$\Delta S \approx \frac{Q_0 l}{2K\sigma f}, \qquad \text{(XVI-71)}$$

для короткого линейного ряда, одиночной скважины и конкретной группы скважин — по формулам (XVI-65), (XVI-66), (XVI-70) и рис. XVI-13:

$$\Delta S \approx \frac{Q_0 l}{2\pi K\sigma} e^{2Lf} E_i(-2Lf). \qquad \text{(XVI-72)}$$

В формулах (XVI-71) и (XVI-72)

$$f = \frac{1}{K_2 M_2} \sqrt{\frac{K_1 M_1 K_0}{M_0}},$$

где K_0, M_0 — коэффициент фильтрации и мощность глинистого экрана в русле; K_1, M_1 и K_2, M_2 — соответственно коэффициенты фильтрации и мощности пород русла и водоносного горизонта; L — расстояние от скважины линейного водозабора до русла реки; σ — половинное расстояние между скважинами в ряду.

Кольматаж, заиленность и глинистость русла, затрудняющие фильтрацию воды из реки, наиболее надежно определяются по данным наблюдений за режимом подземных вод в паводковые периоды при опытных откачках и в процессе эксплуатации действующих водозаборов. При расчетах понижений с учетом влияния заиления русла началь-

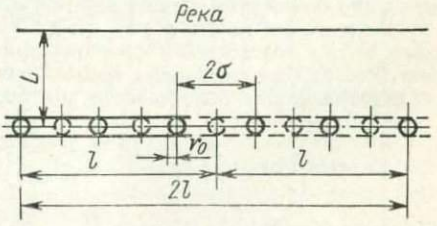


Рис. XVI-12. Схема к расчету линейного ряда скважин вблизи реки.

ный (статический) уровень подземных вод следует принимать при минимальном горизонте воды в реке.

Водозаборы в ограниченных водоносных горизонтах — долинах с периодическим поверхностным стоком. Одиночная скважина, расположенная между непроницаемыми бортами долины. Понижение уровня воды S_0 в скважине определяется по формуле

$$S_0 = \frac{Q_0}{4\pi KM}\left(\frac{7{,}1\sqrt{at}}{L} + 2\ln\frac{0{,}16L}{r_0 \sin\frac{\pi L_1}{L}}\right). \qquad \text{(XVI-73)}$$

Группа из небольшого числа произвольно расположенных взаимодействующих скважин (рис. XVI-14, *а*). Понижение уровня S в центре водозабора определяется по формуле

$$S = \frac{Q_{\text{сум}}}{4\pi KM}\left(\frac{7{,}1\sqrt{at}}{L} + 2\ln\frac{0{,}16L}{R_{\text{пр}} \sin\frac{\pi L_1}{L}}\right). \qquad \text{(XVI-74)}$$

В формулах (XVI-73) и (XVI-74) L — ширина долины, м; L_1 — расстояние от левого борта долины до центра водозабора, м; KM — водопроводимость водоносного горизонта, м²/сек (м²/сутки); a — коэффициент пьезопроводности, м²/сек (м²/сутки); $R_{\text{пр}}$ — приведенный радиус группы скважин, м ($R_{\text{пр}} = r_1^{\alpha_1}$, $r_2^{\alpha_2}$, ..., $r_n^{\alpha_n}$, где r_1, r_2, r_3, ..., r_n — расстояния от точки понижения уровня до взаимодействующих скважин; α_1, α_2, α_3, ..., α_n — коэффициенты взаимодействия скважин по дебиту — $Q_1/Q_{\text{сум}}$, $Q_2/Q_{\text{сум}}$, $Q_3/Q_{\text{сум}}$, ..., $Q_n/Q_{\text{сум}}$; $Q_{\text{сум}}$ — суммарный дебит скважин, м³/сек (м³/сутки).

Формула (XVI-74) применима при условии, когда крайние скважины группового водозабора отстоят от ближайшего контура пласта на расстоянии, равном или большем половины максимального размера участка водозабора в плане.

Поперечный линейный водозабор (рис. XVI-14, *б*). Понижение S в центре водозабора

$$S = \frac{Q_{\text{сум}}}{2\pi KM}\left(\frac{\sqrt{\pi at}}{l} + \frac{\sigma}{l}\ln\frac{\sigma}{\pi r_0}\right). \qquad \text{(XVI-75)}$$

Продольный линейный водозабор (XVI-14, *в*). Расчет понижения S в центре водозабора производится по формуле

$$S = \frac{Q_{\text{сум}}}{2\pi KM}\left[\frac{\pi L_1}{l}\left(\frac{at}{L_1^2} + 0{,}33\right) + \frac{\sigma}{l}\ln\frac{\sigma}{\pi r_0}\right]. \qquad \text{(XVI-76)}$$

В формулах (XVI-75) и (XVI-76) l — половина длины ряда скважин, м; σ — половина расстояния между скважинами, м; r_0 — радиус скважины, м.

Шахтные колодцы, горизонтальные и лучевые водозаборы и каптажи источников. Шахтные колодцы. Вскрывают водоносный горизонт дном или врезаются в него на некоторую глубину, т. е. работают дном и стенками. Формулы для понижения уровня воды S_0 в колодцах приведены в табл. XVI-4.

Горизонтальные водозаборы (галереи, дрены) сооружаются в водоносных горизонтах при небольшой (до 8 м) глубине их залегания. Расход горизонтальных водозаборов (рис. XVI-15), сооружаемых близ рек и водохранилищ, определяется по формуле [28, 35]

$$q = \frac{KS_0M}{L + \frac{1}{f} + \xi} + q_б, \qquad \text{(XVI-84)}$$

где S_0 — понижение, м ($S_0 = H_р - H_0$ — для напорных водоносных горизонтов; $S_0 = \frac{h_р^2 - h_0^2}{2}$ — для безнапорных водоносных горизонтов); $H_р$ и $h_р$ — со-

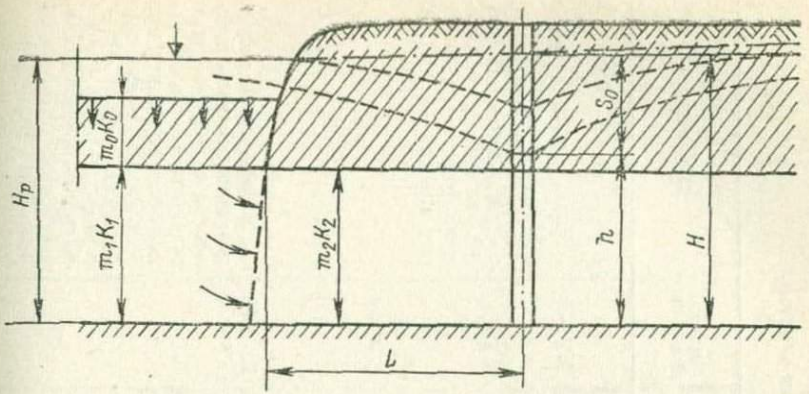


Рис. XVI-13. Схема к расчету дополнительного сопротивления, вызванного заиленностью русла реки.

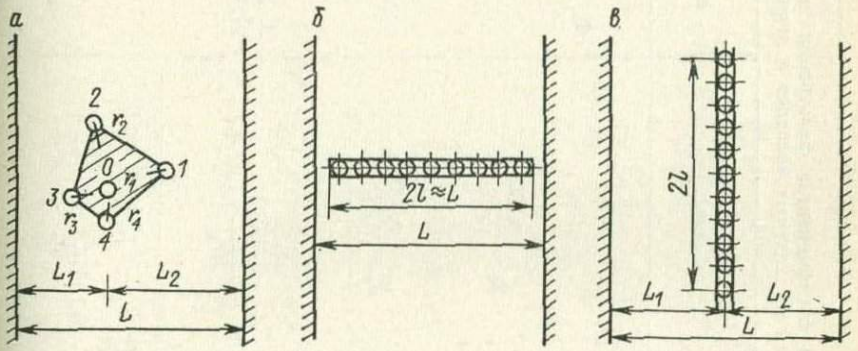


Рис. XVI-14. Схемы к расчету группы скважин (*а*), поперечного линейного водозабора (*б*) и продольного линейного водозабора (*в*) в ограниченном водоносном горизонте.

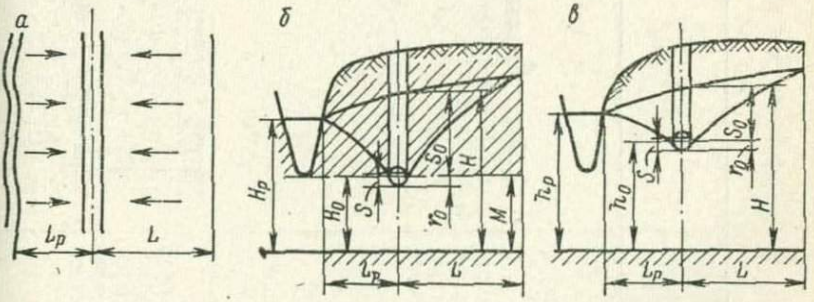
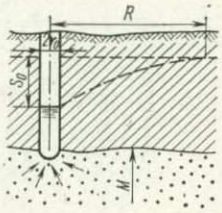
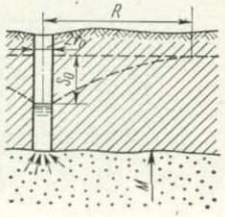
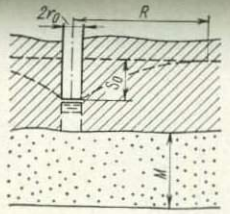
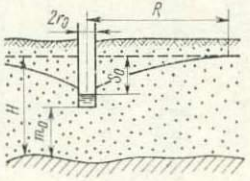


Рис. XVI-15. Схема к расчету горизонтального водозабора (галереи) вблизи реки.
а — план расположения водозабора; *б* — разрез напорного горизонта; *в* — разрез безнапорного горизонта.

Таблица XVI-4

Формулы для определения коэффициентов фильтрации по данным опытных откачек из шахтных колодцев и шурфов

Условия откачки	Схема	Формула	Автор	Номер формулы	Примечание
Приток в шурф или колодец со сферической формой дна, вскрывающий напорный водоносный горизонт безграничной мощности		$S_0 = \frac{0{,}16Q}{r_0 K}$	Ф. Форхгеймер	XVI-77	Если мощность водоносного горизонта $M \geqslant 10r_0$ и $R/M < 10$, то при сферической форме дна колодца применима формула (XVI-77), при плоской — (XVI-78)
		$S_0 = \frac{0{,}08Q}{r_0 K}$	То же	XVI-78	
Приток в шурф или колодец с плоской формой дна, вскрывающий напорный водоносный горизонт безграничной мощности		$S_0 = \frac{0{,}16Q}{Kr_0}\left(1{,}57 + 2\arcsin\frac{r_0}{M+\sqrt{M^2+r_0^2}} + 1{,}185\frac{r_0}{M}\lg\frac{R}{4M}\right)$	В. Д. Бабушкин	XVI-79	При откачке из колодца с плоским дном в условиях ограниченного по мощности напорного водоносного горизонта, при $R/M > 4{,}0$ применимы формулы: если $0{,}5 < \frac{r_0}{M} < 1{,}0$ (XVI-79), если $r_0/M < 0{,}5$ — (XVI-80)

Приток в шурф или колодец, вскрывающий напорный водоносный горизонт ограниченной мощности		$S_0 = \frac{0{,}16Q}{Kr_0}\left[1{,}57 + \right.$ $\left. + \frac{r_0}{M}\left(1 + 1{,}185 \lg \frac{R}{4M}\right)\right]$	То же	XVI-80	При откачке из колодца с плоским дном в условиях ограниченного по мощности безнапорного водоносного горизонта применимы формулы: если $0{,}5 < r_0/m_0 < 1{,}0$ — (XVI-81); если $r_0/m_0 < 0{,}5$ — (XVI-82)
Приток в несовершенный шурф или колодец с плоским дном в безнапорном водоносном горизонте при ограниченной его мощности		$S_0 = \frac{0{,}16Q}{Kr_0}\left[1{,}57 + \right.$ $+ 2 \arcsin \frac{r_0}{m_0 + \sqrt{m_0^2 + r_0^2}} +$ $\left. + 1{,}185 \lg \frac{R}{4H}\right]$	»	XVI-81	
		$S_0 = \frac{0{,}16Q}{Kr_0}\left[1{,}57 + \right.$ $\left. + \frac{r_0}{m_0}\left(1 + 1{,}185 \lg \frac{R}{4H}\right)\right]$	»	XVI-82	При откачках из шурфов квадратного сечения в формулы (XVI-77) — (XVI-82) вместо r_0 надо подставлять $0{,}55a$, где a — сторона квадрата сечения шурфа
		$S_0 = \frac{Q_0}{2\pi KM} \ln \frac{R}{0{,}61r_K}$		XVI-83	$r_к$ — радиус колодца, м; $R = 1{,}5\sqrt{at}$; a — коэффициент пьезопроводности, м²/сутки; t — продолжительность откачки, сутки

ответственно напор и глубина воды до водоупора, м; H_0 и h_0 — напор и глубина воды в дрене, м; L — расстояние от дрены до реки, м; f — показатель несовершенства русла реки (при небольшом расстоянии от водозабора до реки и значительной его длине показатель f может определяться по формуле, приведенной для береговых водозаборов); M — мощность напорного водоносного горизонта (для безнапорного $M \approx \frac{h_e + h_0}{2}$; ξ — показатель дополнительного гидравлического сопротивления, связанного с несовершенством дрены; приближенно он определяется по формуле

$$\xi = 0{,}64M \ln \frac{2M}{\pi (S_д - r_д)}; \qquad \text{(XVI-85)}$$

$S_д$ — глубина воды в дрене, м; $r_д$ — радиус дрены, м; q — расход водозабора, м³/сек (м³/сутки); $q_б$ — расход естественного потока подземных вод, м³/сек (м³/сутки).

Лучевые водозаборы сооружаются при эксплуатации подрусловых вод, водоносных горизонтов небольшой мощности или обладающих неоднородным строением и водоносных линз с пресными водами в пустынных районах. Глубина заложения водозаборов небольшая (10—20 м); число лучей в них — один, два, три, четыре, шесть и более; длина их может достигать 100 м и более, диаметр 203 мм и более.

Гидрогеологические расчеты лучевых водозаборов для водоснабжения рассматриваются во многих публикациях [2, 7, 29, 31 и др.], из них обобщающей является работа П. А. Анатольевского, Г. А. Разумова [2]. В ней освещаются *условия применения лучевых водозаборов в различных отраслях народного* хозяйства, гидрогеологические расчеты скважин; методы их устройства и технико-экономическая оценка их строительства в сравнении с вертикальными водозаборами подземных вод. Ниже в качестве примера приводятся формулы для расчета дебита подрусловой и берегового лучевых водозаборов.

Подрусловый лучевой водозабор (рис. XVI-16, *а*). Приток воды к водозабору рассчитывается по формуле

$$Q = \frac{2\pi K (H - H_c)\, l\alpha}{f}; \qquad \text{(XVI-86)}$$

$$f = \ln \frac{0{,}7l}{r_c} V + 2\eta \ln \frac{l + \sqrt{l^2 + 4M^2}}{2M} V;$$

$$\alpha = h_0/M;\ V = \sqrt{\frac{4b - l}{4b + l}};\quad \eta = \varphi\left(\frac{l}{M};\ \frac{b}{M}\right).$$

Коэффициенты α и η определяются по графикам, показанным на рис. XVI-16, *б*, *в*). Формула (XVI-86) применяется при $0{,}8 \geqslant h_0/M \geqslant 0{,}2$; $l/M \geqslant 0{,}1$.

Береговой лучевой водозабор (рис. XVI-17). Приток воды к водозабору рассчитывается по формуле

$$Q = \frac{2\pi Kl\,(H - H_c)\,N}{\ln V + \sum_{k=1}^{j} \ln\left(1 + \frac{16M^2}{l^2 \sin^2 n\theta}\right)}, \qquad \text{(XVI-87)}$$

$$U = \frac{3h_0 Ml\,[l + \sqrt{l^2 + 16\,(M - h_0)^2}]}{r_0\,(M - h_0)\,(l + \sqrt{l^2 + 16M^2})\,(l + \sqrt{l^2 + 16h_0^2})};$$

N — число горизонтальных скважин в водозаборе; n — число углов между лучами; $j = (N - 1)/2$, $N = 1, 3, 5, 7, 9$; θ — угол между лучами ($\geqslant 22{,}5°$). Применяется при $0{,}8 \geqslant h_0/M \geqslant 0{,}2$; $h_0 \geqslant 20r_c = M - h_0 \geqslant 2r_c$.

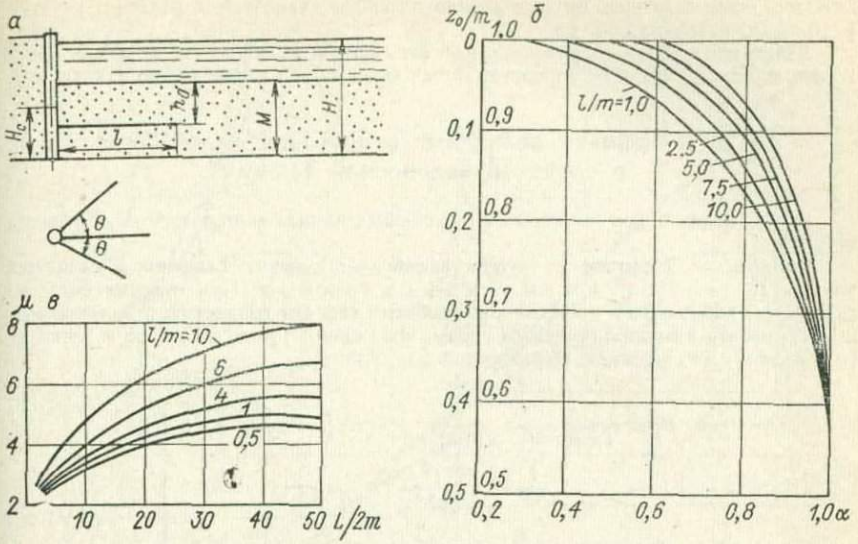


Рис. XVI-16. Схема к расчету подруслового лучевого водозабора (*а*) и графики для определения коэффициентов α (*б*) и η (*в*).

Каптажи источников — сооружения, предохраняющие воду от загрязнения и создающие условия для более концентрированного выхода подземных вод. Конструкции каптажных сооружений определяются типом источника (восходящие, нисходящие), характером выхода (сосредоточнный, рассеянный),

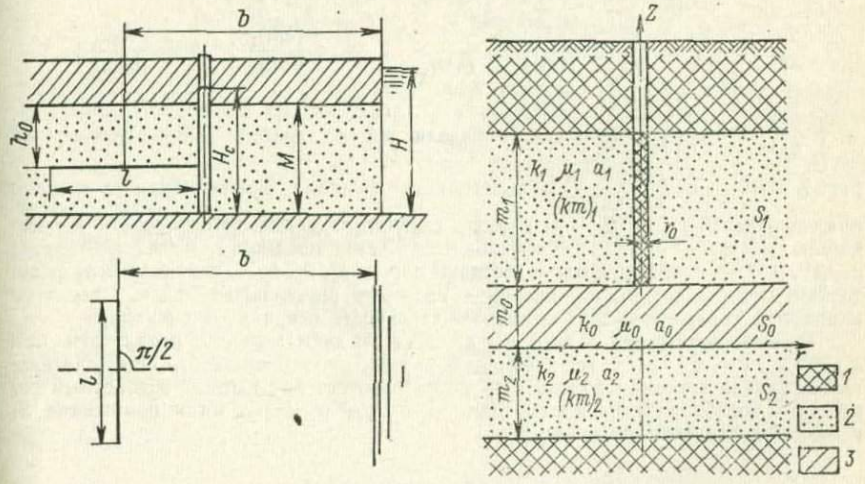


Рис. XVI-17. Схема к расчету берегового лучевого водозабора.

Рис. XVI-18. Схема к расчету одиночной и группы взаимодействующих скважин в слоистой толще.

1 — водоупор; *2* — водоносный слой; *3* — слабопроницаемый слой.

дебитом, особенностями геолого-литологического строения и рельефа участка у головки источника и пр.

Дебит каптажных сооружений рассчитывается по формулам колодцев (восходящие источники) или горизонтальных водозаборов (нисходящие источники).

§ 2. Линейные, кольцевые и круговые водозаборы в слоистой водоносной толще

Расчет водозаборов в слоистых водоносных толщах дается по Ф. М. Бочеверу [10, 28].

Одиночные скважины и группы взаимодействующих скважин в слоистых толщах (рис. XVI-18). Одиночная скважина. При откачке воды из скважины, работающей с постоянным дебитом Q в 1-м горизонте, отделенном от 2-го горизонта слабопроницаемым слоем, понижения уровней S_1 и S_2 в точке на расстоянии r от скважины выражаются формулами

$$\left.\begin{aligned} S_1 &= \frac{Q}{4\pi[(km)_1+(km)_2]}\left[-E_i\left(-\frac{r^2}{4a^*}\right)+\right.\\ &\left.+\frac{1}{\nu}W\left(\frac{r^2}{4a^{**}t};\ \frac{r}{B}\right)\right];\\ S_2 &= \frac{Q}{4\pi[(km)_1+(km)_2]}\left[-E_i\left(-\frac{r^2}{4a^*t}\right)-\right.\\ &\left.-W\left(\frac{r^2}{4a^{**}t};\ \frac{r}{B}\right)\right], \end{aligned}\right\} \qquad \text{(XVI-88)}$$

где

$$a^* = \frac{(km_1)+(km)_2}{\mu^*};\quad \mu^* = \mu_1+\mu_2+\mu_0;$$

$$a^{**} = \frac{(km)_1+(km)_2}{\mu^{**}};\quad \mu^{**} = \mu_1\frac{1}{\nu}+\mu_2\nu+\frac{1}{3}\mu_0\left(\nu+\frac{1}{\nu}-1\right);$$

$$\frac{2b}{a^{**}} = \frac{1}{B^2} = \frac{k_0}{m_0}\left[\frac{1}{(km)_1}+\frac{1}{(km)_2}\right];\quad \nu = \frac{(km)_1}{(km)_2};\quad b = \frac{k_0}{\mu_0 m_0};$$

$W\left(\frac{r^2}{4a^{**}t};\ \frac{r}{B}\right)$ — функция, определяемая по графику, приведенному на рис. XVI-19; $-E_i\left(-\frac{r^2}{4a^*t}\right)$ — интегральная функция, определяемая по таблице приложения V (т. 2). B — параметр, характеризующий интенсивность перетекания, м; a_0, a^*, a^{**} — коэффициенты пьезопроводности, м²/сек (м²/сутки); μ_0, μ^*, μ^{**} — коэффициенты водоотдачи пород; k_0, k_1, k_2 — коэффициенты фильтрации, м/сек (м/сутки); m_0, m_1, m_2 — мощности разделяющего слоя, верхнего и нижнего горизонтов, м; t — продолжительность откачки, сек (сутки).

Расчеты понижения S по формуле (XVI-88) дают хорошие результаты при $a_1t/B^2 > |1-\theta|\nu/(1+\nu)^2+0{,}1\mu_0$, $\theta = a_1/a_2$, $\nu = (km)_1/(km)_2$. При длительных откачках слоистая водоносная толща работает как единый водоносный горизонт с «обобщенными» параметрами $\mu = \mu_0+\mu_1+\mu_2$, тогда понижение S_1 может определяться по формуле

$$S_1 = -\frac{Q}{4\pi km}E_i\left(-\frac{r^2}{4at}\right). \qquad \text{(XVI-89)}$$

Начало периода, когда вместо (XVI-88) можно пользоваться формулой (XVI-89), определяется из соотношения $a^*t/r^2 > (B/r)\,(20/\nu)$. Формулой (XVI-89)

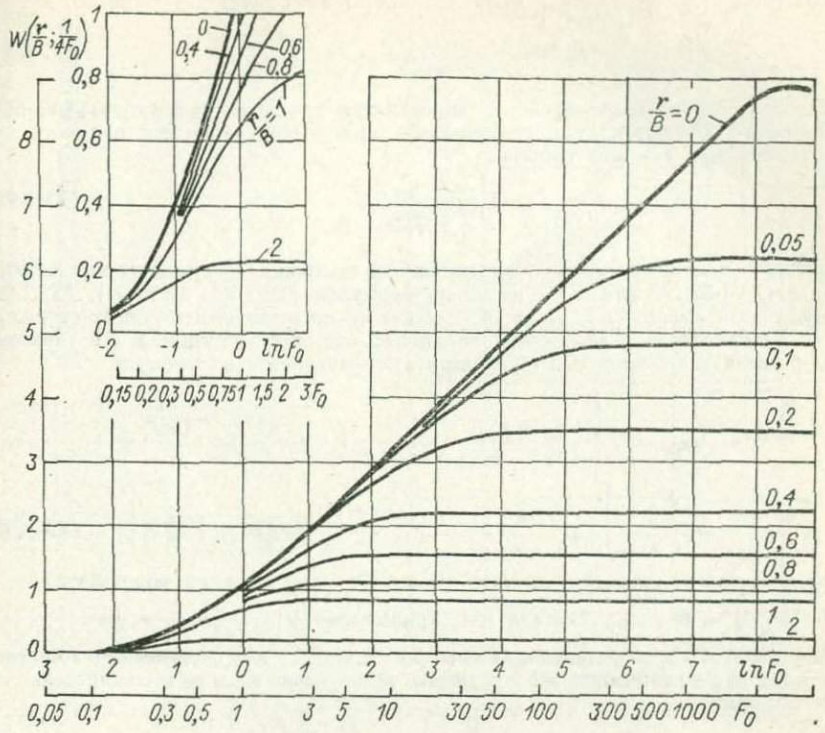


Рис. XVI-19. График функции W.

При $\frac{r}{B} = 0$ $E_0 = W$ (жирная линия).

пользуются при $(km)_1 \gg (km)_2$; если $(km)_1 \ll (km)_2$, то применяется формула (XVI-88). Понижение уровня воды S_c в скважине определяется по формуле

$$S_c = \frac{Q}{4\pi (km)_1}\left[\ln \frac{2{,}25at}{r_0^2} - \frac{1}{\nu + 1} \ln \frac{a^* t}{B^2}\right], \qquad \text{(XVI-90)}$$

где r_0 — радиус скважины, м.

При $(km)_2 = \infty$, $S_2 = 0$ формула (XVI-88) принимает вид [28]

$$S = \frac{Q}{4\pi (km)_1} W\left(\frac{r^2}{4a^{**}t};\ \frac{r}{B}\right), \qquad \text{(XVI-91)}$$

где $a^{**} = \dfrac{(km)_1}{\mu_1 + \frac{1}{3}\mu_0}$; $\quad B = \sqrt{\dfrac{(km)_1 m_0}{K_0}}$.

Если $t \to \infty$, тогда

$$S_1 = \frac{Q}{2\pi (km)_1} K_0\left(\frac{r}{B}\right), \qquad \text{(XVI-92)}$$

где $K_0\left(\frac{r}{B}\right)$ — функция Бесселя от мнимого аргумента нулевого порядка (см. приложение VI, т. 2).

При $(km)_2 = 0$, трехслойная толща становится двухслойной и тогда

$$S_1 = -\frac{Q}{4\pi (km)_1} E_i\left(-\frac{r^2}{4a^*t}\right). \qquad \text{(XVI-93)}$$

При работе группы взаимодействующих скважин применяются формулы (XVI-88), (XVI-89), (XVI-91), (XVI-93). Суммарное понижение уровня под влиянием откачки из всех скважин составит

$$S_{1,2} = \sum_{i=1}^{n} S_i, \qquad \text{(XVI-94)}$$

где S_i — понижение уровня, вызванное i-й скважиной и определяемое по формуле (XVI-88), а для S_1 — также по формулам (XVI-89), (XVI-91), (XVI-92) и (XVI-93); $i = 1, 2, 3, \ldots, n$; n — общее число взаимодействующих скважин.

Дополнительное количество подземных вод, поступающих в 1-й горизонт из разделяющего слоя и 2-го горизонта, определяется по формуле

$$Q_{\text{доп}} = Q\left\{\frac{\mu_2 + \mu_0}{\mu_1 + \mu_2 + \mu_0} - \frac{\nu}{1-\nu}\left(1 - \frac{a^*}{a_1}\right) e^{-\frac{r_к^2}{4a^*t}} + \right.$$

$$\left. + \frac{1}{1+\nu}\left[\left(1 - \frac{a^{**}}{a_1}\right) e^{-\frac{r_к^2}{4a^{**}t} - 2Bt} - \frac{r_к}{B} K_1\left(\frac{r_к}{B}\right)\right]\right\}, \qquad \text{(XVI-95)}$$

где $r_к$ — радиус рассматриваемого участка в зоне влияния водозабора, м; $K_1\left(\frac{r_к}{B}\right)$ — функция Бесселя (см. приложение VI, т. 2).

Максимальное дополнительное количество подземных вод, поступающее при перетекании из 2-го горизонта в 1-й горизонт, при откачке воды из него определяется по формуле

$$Q_{\text{доп. мах}} = \frac{Q}{1+\nu}\left[1 - \frac{r_к}{B} K_1\left(\frac{r_к}{B}\right)\right]. \qquad \text{(XVI-96)}$$

При $r_к/B > 4$ дополнительное количество составит

$$Q_{\text{доп}} = Q\frac{1}{1-\nu}. \qquad \text{(XVI-97)}$$

Формула (XVI-96) применяется при длительной эксплуатации водозабора и ограниченной площади водоносного горизонта. В слоистых толщах большой протяженности и непродолжительной эксплуатации водозабора

$$Q_{\text{доп}} = Q\frac{\mu_2 + \mu_0}{\mu_1 + \mu_2 + \mu_3}. \qquad \text{(XVI-98)}$$

Линейный водозабор в слоистой толще (рис. XVI-20). Понижение уровня в любой точке водоносного горизонта находится путем сложения понижений уровня каждой отдельной скважины водозабора. При этом применяется решение для скважины в слоистой водоносной толще:

$$\left.\begin{aligned} S_1 &= \frac{qB}{(km)_1 + (km)_2}\left[R_л + \frac{1}{\nu} R_л^*\right]; \\ S_2 &= \frac{qB}{(km)_1 + (km)_2}\left[R_л - R_л^*\right], \end{aligned}\right\} \qquad \text{(XVI-99)}$$

где q — расход водозабора на единицу его длины, м²/сек (м²/сутки);

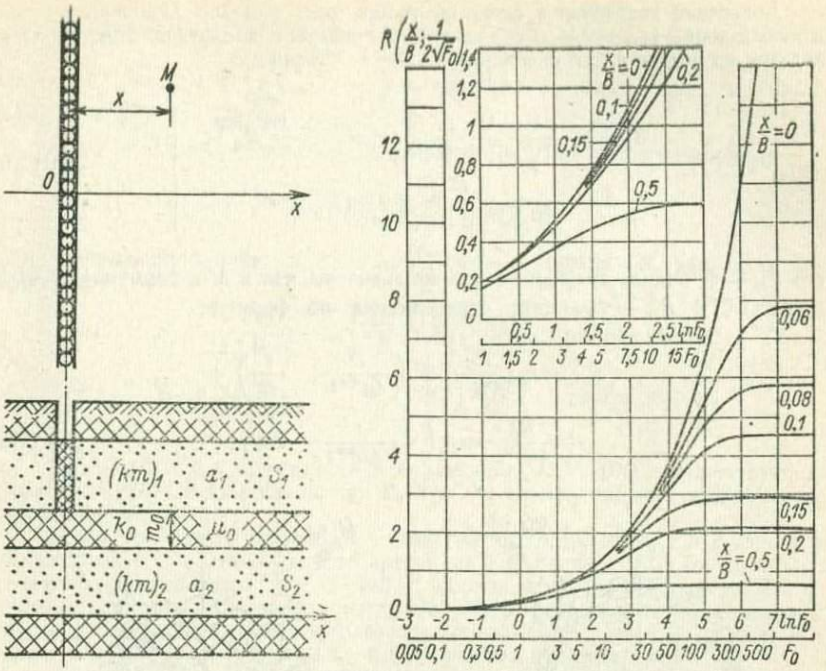


Рис. XVI-20. Схема к расчету линейного водозабора в слоистой толще.

Рис. XVI-21. Графики функции $R_л$.
При $\frac{x}{B}=0$ $R_л = R^*_л$.

$$R_л = \frac{\sqrt{a^*t}}{B}\,\mathrm{ierf}\,\frac{x}{2\sqrt{a^*t}};$$

$$R^*_л = \frac{1}{4}\left[e^{-\frac{x}{B}}\,\mathrm{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{a^{**}t}}-\sqrt{2bt}\right)-\right.$$

$$\left.-e^{\frac{x}{B}}\,\mathrm{erfc}\left(\frac{x}{2\sqrt{a^{**}t}}+\sqrt{2bt}\right)\right].$$

Функции $R_л$ и $R^*_л$, зависящие от параметра $F_0 = \sqrt{at}/B$, определяются по графикам на рис. XVI-21. При стационарном режиме фильтрации

$$S_1 = \frac{qB}{2(km)_1}\,e^{-\frac{x}{B}}. \qquad \text{(XVI-100)}$$

Другие частные решения (XVI-99) рассматриваются в работах [10, 28].

Кольцевой водозабор в слоистой толще (рис. XVI-22). Понижение уровня в любой точке водоносного горизонта при действии кольцевого водозабора находится из решения для скважины в слоистой толще:

$$\left.\begin{aligned} S_1 &= \frac{Q}{4\pi\left[(km)_1+(km)_2\right]}\left(R_к+\frac{1}{\nu}R_к^*\right);\\ S_2 &= \frac{Q}{4\pi\left[(km_1)+(km)_2\right]}\left(R_к-R_к^*\right), \end{aligned}\right\} \qquad \text{(XVI-101)}$$

где $R_к$ — функция, имеющая такое же значение, что и N в формулах (XVI-56) и (XVI-57); $R_к^*$ — функция, определяемая по формуле

$$R_к^* = I_0\left(\frac{R_0}{B}\right)W\left(\frac{r^2}{4a^{**}t};\ \frac{r}{B}\right)+ \\ +\frac{R_0^2}{4a^{**}t}\exp\left(-\frac{r^2}{4a^{**}t}-2bt\right); \qquad \text{(XVI-102)}$$

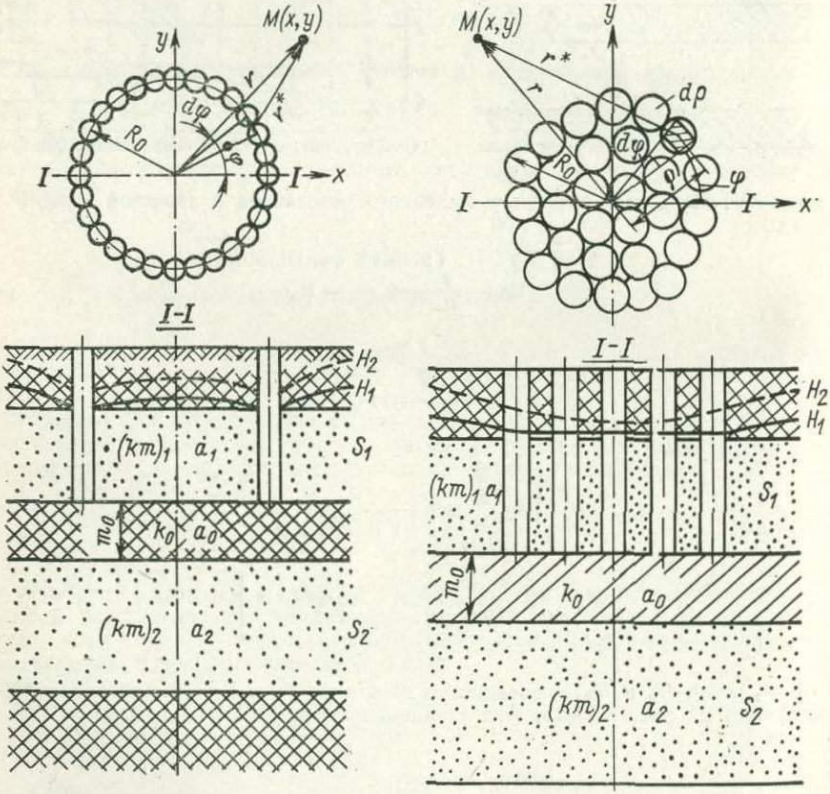


Рис. XVI-22. Схема к расчету кольцевого водозабора в слоистой толще.

Рис. XVI-23. Схема к расчету кругового водозабора в слоистой толще.

где R_3 — радиус кольцевого водозабора, м; $I_0\left(\frac{R_0}{B}\right)$ — функция Бесселя (см. приложение VI, т. 2); $W\left(\frac{r^2}{4a^{**}t};\ \frac{r}{B}\right)$ — функция, определяемая по графику (рис. XVI-26). Остальные обозначения те же, что и выше.

При $r = 0$ (центр водозабора) функция $R_к^*$ определяется по формуле

$$R_к^* = W\left(\frac{R_0^2}{4a^{**}t};\ \frac{R_0}{B}\right). \qquad \text{(XVI-103)}$$

Для стационарного режима, т. е. при $t \to \infty$, понижение S_1 находится по зависимости

$$\left.\begin{aligned} S_1 &= \frac{Q}{2\pi\,(km)_1}\, I_0\left(\frac{R_0}{B}\right) K_0\left(\frac{r}{B}\right) \quad \text{при } r \geqslant R_0; \\ S_1 &= \frac{Q}{2\pi\,(km)_1}\, I_0\left(\frac{r}{B}\right) K_0\left(\frac{R_0}{B}\right) \quad \text{при } r \leqslant R_0. \end{aligned}\right\} \qquad \text{(XVI-104)}$$

При $R_0/B \leqslant 0{,}4$ зависимости в выражениях (XVI-104) соответствуют формуле (XVI-92). Следовательно, при $R_0/B \leqslant 0{,}4$ систему скважин можно заменять «большим колодцем».

Дебит кольцевого водозабора в слоистой толще, так же как и в однородном водоносном горизонте, включает приток из внутренней $Q_в$ и внешней $Q_н$ зон водоносного горизонта. При $R_0^2/(4at) < 3{,}5$ отношение $Q_в/Q_н$ в однородных водоносных горизонтах составляет менее 2%. В слоистых водоносных толщах при, $R_0/(4at) < 0{,}4$ в общем дебите водозабора преобладает приток $Q_н$, при $R_0/B = 4$ дебит водозабора слагается из $Q_в$ и $Q_н$ в равных количествах.

Круговой водозабор (водозабор в виде круговой площадки) в слоистой толще (рис. XVI-23). Этот водозабор состоит из ряда скважин, расположенных не по контуру, а в пределах некоторой площади. При гидрогеологических расчетах эти водозаборы представляются в виде круга радиусом

$$R_0 = \frac{P}{2\pi}, \qquad \text{(XVI-105)}$$

где P — периметр площади, на которой размещены скважины, м.

Понижение уровня в любой точке основного (1-го) горизонта площадной круговой системы скважин определяют по формуле

$$\left.\begin{aligned} S_1 &= \frac{Q}{4\pi\,[(km)_1 + (km)_2]}\left(R_{пл} + \frac{1}{\nu} R_{пл}^*\right); \\ S_2 &= \frac{Q}{4\pi\,[(km)_1 + (km)_2]}\left(R_{пл} - R_{пл}^*\right); \end{aligned}\right\} \qquad \text{(XVI-106)}$$

где $R_{пл}$ — функция, имеющая такое же значение, что и в формулах (XVI-58) и (XVI-59); $R_{пл}^*$ — функция, определяемая по формулам

$$\left.\begin{aligned} R_{пл}^* &= \frac{2B}{R_0} I_1\left(\frac{R_0}{B}\right) W\left(\frac{r^2}{4a^{**}t};\ \frac{r}{B}\right) + \\ &+ \frac{R_0^2}{8a^{**}t} \exp\left(-\frac{r^2}{4a^{**}t} - 2bt\right) \quad \text{при } r \geqslant R_0 \\ R_{пл}^* &= \frac{4B}{R_0}\left\{\frac{B}{R_0}\left(1 - e^{-2bt}\right) W^*\left(\frac{R_0^2}{4a^{**}t};\ \frac{R_0}{B}\right)\right. \quad \text{при } r = 0 \end{aligned}\right\} \qquad \text{(XVI-107)}$$

Таблица XVI-5

Значения функции $W^*\left(0, \frac{r^2}{4a^{**}t}; \frac{r}{B}\right)$

$\frac{r^2}{4a^{**}t}$	$\left(\frac{r}{B}\right)^2$			
	0,004	0,04	0,4	4
2	0,000	0,001	0,003	0,006
1	0,002	0,007	0,022	0,036
0,5	0,010	0,032	0,090	0,098
0,1	0,114	0,341	0,664	0,140
0,05	0,259	0,743	1,006	0,140
0,01	1,428	2,948	1,213	0,140
0,005	2,781	4,102	1,213	0,140
0,001	9,900	4,776	1,213	0,140
0,0005	13,545	4,776	1,213	0,140
0,0001	15,686	4,776	1,213	0,140
0	15,774	4,776	1,213	0,140

Значения функции W^* приведены в табл. XVI-5. Предельные значения функции W^* имеют место при $t \to \infty$ и выражаются функцией Бесселя $W^*(0, R_0/B) = K_1(R_0/B)$. При установившейся фильтрации подземных вод к круговому водозабору распределение понижений уровня в основном (1-м) водоносном горизонте выражается формулами

$$\left.\begin{aligned} S_1 &= \frac{Q}{\pi (km)_1}\frac{B}{R_0} I_1\left(\frac{R_0}{B}\right) K_0\left(\frac{r}{B}\right) \text{ при } r \geqslant R_0; \\ S_2 &= \frac{Q}{\pi (km)_1}\frac{B}{R_0}\left[\frac{B}{R_0} - I_0\left(\frac{r}{B}\right) K_1\left(\frac{R_0}{B}\right)\right] \text{ при } r \leqslant R_0. \end{aligned}\right\} \quad \text{(XVI-108)}$$

При $R_0/B < 0{,}4 \div 0{,}5$ работа кругового водозабора при откачке аналогична действию одиночной скважины. При $R_0/B = 1{,}6 \div 1{,}8$ притоки из внешней и внутренней областей водозабора равны между собой; при $R_0/B = 5 \div 6$ приток из внутренней зоны является основным в общем дебите водозабора. Подробнее расчеты водозаборов в водоносных слоистых толщах рассмотрены в работах [10, 12, 21, 28].

§ 3. Расчеты скважин в области многолетней мерзлоты

Несмотря на большую историю изучения подземных вод области многолетней мерзлоты, вопросы динамики этих вод нашли отражение в небольшом числе опубликованных работ [15, 22, 26, 34].

Динамика подземных вод области мерзлоты имеет свои специфические особенности. Они обусловливаются: 1) географическим положением и климатом районов (южные, центральные, северные районы мерзлоты); 2) наличием и строением зоны многолетнемерзлых горных пород (ЗММГП) и их температурой; 3) типом подземных вод (надмерзлотные, межмерзлотные, подмерзлотные) и формами их залегания (неограниченные пласты, талики, тектонические трещины); 4) фильтрационными свойствами горных пород, слагающих водоносные горизонты; 5) режимами движения и фильтрации (ламинарный, турбулентный режим движения, установившаяся и неустановившаяся фильтрация); 6) минерализацией подземных вод (пресные, минерализованные воды); 7) динамикой мерзлотного процесса (деградация, аградация мерзлоты).

Ниже приводятся формулы для расчета дебита скважин применительно к классификации подземных вод, рассмотренной в гл. VI.

Надмерзлотные водоносные горизонты сезонно-талого (СТС) сезонно-мерзлого слоев (СМС) и надмерзлотных таликов (НТ). Надмерзлотные водоносные горизонты СТС, СМС и НТ летом оттаивают, зимой полностью или частично промерзают, приобретая при этом криогенный напор. Расчеты дебита скважин (колодцев) для летнего периода выполняются по формуле (XVI-109), для зимнего — по формуле (XVI-110).

Летний период

$$Q = \frac{1{,}37KS(2H - S)}{\ln \frac{R}{r_0}}, \qquad \text{(XVI-109)}$$

где Q — дебит скважины, м³/сек (м³/сутки); K — коэффициент фильтрации, м/сек (м/сутки); S — понижение, м; H — мощность надмерзлотного водоносного горизонта (принимается постоянной на рассматриваемый период времени), м; R — радиус влияния скважины, м; r_0 — радиус скважины (колодца), м.

Зимний период

$$Q = \frac{2{,}73KMS}{\lg \frac{R}{r_0}}, \qquad \text{(XVI-110)}$$

где M — мощность непромороженной части надмерзлотного водоносного горизонта, м.

Надмерзлотные и межмерзлотные талики в зависимости от их генезиса и морфологии имеют различные формы очертания, поэтому при гидрогеологических расчетах они схематизируются или как неограниченный пласт (большие по площади распространения аласные талики), полуограниченный пласт (вытянутые талики в речных долинах), пласт-полоса (вытянутые талики, ограниченные многолетнемерзлыми горными породами), пласт-круг (замкнутые, небольшие по площади талики округлой формы, ограниченные практически непроницаемыми мерзлыми горными породами).

Меж- и подмерзлотные водоносные горизонты при гидрогеологических расчетах одиночных и групповых водозаборов схематизируют так же, как и водоносные горизонты вне области многолетней мерзлоты (см. гл. XIV).

Межмерзлотные воды. Расчет скважин на межмерзлотные пресные воды в условиях установившейся фильтрации производится по формуле (XVI-110), неустановившейся — по формулам (XVI-111), (XVI-112).

$$Q = -\frac{4\pi KMS}{E_i\left(-\frac{r_0^2}{4at}\right)}. \qquad \text{(XVI-111)}$$

$$Q = \frac{4\pi KMS}{\ln \frac{2{,}25at}{r_0^2}}. \qquad \text{(XVI-112)}$$

Формулой (XVI-111) пользуются при $r_0^2/(4at) = 0{,}05 \div 0{,}1$; формулой (XVI-112) — при $r_0^2/(4at) < 0{,}05 \div 0{,}1$.

При разведке и эксплуатации минерализованных подземных вод (промышленно-ценные подземные воды), для которых плотность $\rho \neq 1$ и вязкость $\mu \neq 1$, применяются формулы (XVI-110), (XVI-111), (XVI-112) с подстановкой в их знаменатели значения μ и заменой S значением Δp.

Подмерзлотные воды. Расчет скважин на подмерзлотные воды, залегающие под ЗММГП или отделенные от нее непроницаемыми горными породами, в условиях установившейся и неустановившейся фильтрации производится по формулам (XVI-110), (XVI-111) и (XVI-112). Расчет групповых водозаборов с произвольным расположением скважин, а также линейных, кольцевых и круговых, соору-

жаемых в неограниченных водоносных горизонтах, в речных долинах, межгорных котловинах, близ русел рек производится по формулам, приведенным в данной главе, с допущением постоянства мощности водоносных горизонтов на рассматриваемый период времени.

Оценка ресурсов и запасов подземных вод в области многолетней мерзлоты производится теми же методами, что и в районах с отсутствием ММГП (см. гл. XXIV), но с обязательным учетом динамики мерзлотного процесса, его преобладающей составляющей — деградации или аградации ММГП, которая устанавливается по данным геотермических исследований.

ГЛАВА XVII

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ В ГОРНОМ ДЕЛЕ

А. РАСЧЕТЫ ПРИТОКА ВОДЫ В ПОДЗЕМНЫЕ ГОРНЫЕ ВЫРАБОТКИ

§ 1. Общие положения

Гидрогеологические исследования и связанные с ними расчеты при подземной и открытой разработке месторождений твердых полезных ископаемых рассматриваются в работах Д. И. Щеголева, С. В. Трояновского, С. К. Абрамова, М. В. Сыроватко, В. Д. Бабушкина, Н. И. Плотникова, П. П. Климентова, С. Б. Скиргелло, М. И. Чельцова, В. А. Мироненко, И. Е. Жернова, С. П. Прохорова, Г. П. Скворцова, М. С. Газизова, Д. И. Пересунько и других. При разработке месторождений твердых полезных ископаемых происходит существенное изменение режима подземных вод, связанное с работой дренажных систем и водоотливных установок.

При значительной обводненности месторождения уменьшение притоков воды в горные выработки достигается путем устройства предварительного водопонижения обычно с помощью скважин, которые проходятся с поверхности Земли. В таких условиях или залежь полезного ископаемого и вмещающие породы полностью осушаются, или же отбор воды распределяется между водопонизительными системами и подземными выработками. В отдельных случаях значительное уменьшение притока воды в горные выработки достигается путем устройства противофильтрационных завес.

Приток воды в подземные горные выработки в известной мере зависит от способа осушения месторождения. Поверхностный способ осушения водопонижающими скважинами дает приемлемые результаты при необходимости снизить напоры подземных вод, а также при достаточно большой мощности и водопроводимости осушаемых пород. Подземный способ применяется в условиях, когда осушение эксплуатационных забоев может быть достигнуто в процессе проходки подготовительных выработок. Дренажный эффект последних часто усиливается при применении забивных или сквозных фильтров или же в результате бурения специальных дренажных скважин из горных выработок. В сложных гидрогеологических условиях наибольший эффект достигается при комбинированном способе осушения, т. е. с применением поверхностного и подземного методов осушения.

Общий водоприток в шахту (рудник) оценивается как суммарный приток воды к водопонизительным и водоотливным устройствам [12]. Общий водоприток к шахте зависит не только от гидрогеологических условий месторождения, но и от способа его отработки. Обычно общий водоприток к шахте является более высоким при разработке месторождения с обрушением пород над выработанным пространством, чем при его закладке.

§ 2. Методы определения притока воды в горные выработки

Прогнозирование водопритоков в шахты и рудники должно осуществляться методами, позволяющими в наибольшей мере учесть природные условия, степень их изученности и опыт эксплуатации месторождений в аналогичных условиях.

В зависимости от гидрогеологических условий и соответствующих исходных данных определение притока воды в горные выработки производится следующими методами: 1) гидрогеологической аналогии, 2) гидравлическим методом, 3) методом водного баланса, 4) гидродинамическим методом с использованием аналитических расчетов или моделирования. Из перечисленных способов прогнозы формирования депрессии могут осуществляться лишь гидродинамическим методом.

Метод гидрогеологической аналогии. Основан метод на аналогии гидрогеологических и горнотехнических условий разработки проектируемых и эксплуатируемых участков месторождений. Отличия могут заключаться в глубине залегания полезного ископаемого, размерах участков разработки, фильтрационных свойствах пород, обводняющих месторождение, расстояниях до контура питания и др. Аналогия должна быть по геологическому разрезу участков работ, условиям формирования ресурсов подземных вод и обводнения горных выработок, а также по способу и системе разработки участков месторождения.

Метод аналогии является приближенным, и обоснованность прогноза в известной мере определяется выбором участка-аналога. Расчеты по методу аналогии могут базироваться на эмпирических связях или на гидродинамических зависимостях. Использование для расчетов тех или иных зависимостей основано на предварительном анализе данных эксплуатации шахт (рудников), находящихся в аналогичных гидрогеологических условиях.

Применение метода аналогии целесообразно, с одной стороны, для предварительных оценок на первых стадиях изучения месторождений или отдельных их участков, а с другой — при детальной разведке, когда гидрогеологические условия весьма сложные и их изучение для обоснования гидродинамического метода сопряжено с большими трудностями.

Расчеты по коэффициенту водообильности. Коэффициент водообильности

$$K_в = V/P, \qquad \text{(XVII-1)}$$

где V — объем воды, откачанной из шахты (рудника) за некоторый отрезок времени (обычно год), м^3; P — количество добытого за это время полезного ископаемого (тонны).

Зная коэффициент $K_в$, ожидаемый приток в шахту-новостройку определяем по формуле

$$Q_н = K_в P_н. \qquad \text{(XVII-2)}$$

где $P_н$ — проектируемая производительность шахты-новостройки, т.

Этот метод может дать приемлемые результаты для месторождений, удаленных от крупных водотоков и водоемов, при небольшом различии в производительности шахт (рудников). Область применения этого метода весьма ограниченна, так как в расчет принимается изменение лишь одного фактора — производительности шахты (рудника). При этом без какого-либо обоснования принимается прямая зависимость между водопритоком в шахту (рудник) и ее производительностью.

Определение водопритоков по дебиту на единицу длины выработки. В ряде случаев притоки в шахту (рудник) пропорциональны длине выработки или протяженности системы выработок, т. е.

$$Q = qL, \qquad \text{(XVII-3)}$$

где q — удельный водоприток на единицу длины выработки — шахты-аналога, м^2/сек (м^2/ч); L — протяженность выработок, м.

Допущение о прямой зависимости водопритоков от длины выработки может считаться справедливым при достаточно большой длине выработок по отношению к их поперечным размерам (превышение в несколько десятков раз) при идентичности всех других условий.

Эмпирические формулы, относящиеся к методу аналогии, предложены для ряда крупных угольных бассейнов. Эти зависимости основаны на анализе массового материала наблюдений за водопритоками в горные выработки. Для условий Донбасса предложен ряд эмпирических зависимостей следующего вида:

$$Q_{\text{п}} = Q_{\text{э}} \sqrt[n]{S_{\text{п}}/S_{\text{э}}}\,; \qquad \text{(XVII-4)}$$

$$Q_{\text{п}} = Q_{\text{э}} \sqrt{S_{\text{п}} F_{\text{п}} / S_{\text{э}} F_{\text{э}}}\,; \qquad \text{(XVII-5)}$$

$$Q_{\text{п}} = Q_{\text{э}} \sqrt{S_{\text{п}}/S_{\text{э}} \sqrt{F_{\text{п}}/F_{\text{э}}}}\,, \qquad \text{(XVII-6)}$$

где $Q_{\text{п}}$ — ожидаемый общий приток воды в проектируемую шахту, м³/сек (м³/ч); $Q_{\text{э}}$ — фактический приток в действующую шахту, являющуюся аналогом, м³/сек (м³/ч); $S_{\text{п}}$ и $S_{\text{э}}$ — понижения уровня соответственно на проектируемой и эксплуатируемой шахтах, м; $F_{\text{п}}$ и $F_{\text{э}}$ — отработанные площади на участках проектируемой и эксплуатируемой шахт, м².

В ряде случаев в расчет вводятся не общие площади разработок, а приращения их за год. При этом годовые приращения площади разработок могут быть заменены производительностью шахт.

В формуле (XVII-4) увеличение показателя n зависит от уменьшения с глубиной трещиноватости и проницаемости пород продуктивной толщи. Это в определенной мере связано с повышением метаморфизма и прочности пород с глубиной, что ведет к уменьшению высоты зоны обрушения в лавах. Если $n = 2$, то наблюдается определенное закономерное затухание с глубиной трещиноватости пород, в данных условиях не связанное с турбулентным движением подземных вод в потоках к выработкам.

Наблюдения за водопритоками в шахтные стволы и горные выработки позволили выделить здесь три зоны водообмена, обусловленные интенсивностью трещиноватости пород:

а) зона активного водообмена, в которой притоки существенно возрастают до глубины 200—400 м и значение n часто близко к 2; б) зона замедленного водообмена, в которой притоки в пределах глубин около 400—800 м растут медленно и значения n составляют от 2 до 3, а в некоторых случаях превышают 3; в) зона практически застойного режима с глубины 1000 м и ниже, где $n > 3$. При этом следует учитывать возможность поступления кратковременных, но существенно повышенных притоков на участках развития достаточно крупных тектонических нарушений.

Определенный интерес представляет эмпирическая формула, полученная в тресте Артемгеология В. Г. Кнерцером в результате обобщения большого фактического материала с применением метода множественной корреляции:

$$Q_{\text{п}} = Q_{\text{э}} \left(\frac{S_{\text{п}}}{S_{\text{э}}}\right)^{0{,}35} \left(\frac{P_{\text{п}}}{P_{\text{э}}}\right)^{0{,}7}, \qquad \text{(XVII-7)}$$

где $P_{\text{п}}$ и $P_{\text{э}}$ — производительность соответственно проектируемой шахты и шахты-аналога.

Показатели степени могут подвергаться изменению в разных районах в зависимости от характера изменения проницаемости пород с глубиной.

При проектировании новых шахт следует учитывать сезонное изменение водопритоков. Приближенный учет этого обстоятельства может быть осуществлен с помощью коэффициента, характеризующего приращение водопритока по отношению к среднему его значению. Этот коэффициент уменьшается с углублением шахты вследствие уменьшения влияния на водоприток атмосферных и поверхностных вод. Для неглубоких и средних по глубине шахт (до 600—800 м) значения этого коэффициента изменяются от 1,5 до 1,2. При глубине шахт 800—1000 м его можно принимать равным 1,15—1,1, а для более глубоких шахт этот фактор можно уже не учитывать.

Важно иметь в виду, что в приведенных выше формулах (XVII-4)—(XVII-7) не учитывается фактор времени, т. е. продолжительность разработок, что может существенно сказаться на расчетных значениях водопритоков.

Водопритоки при проходке шахтных стволов в условиях Донбасса рассчитываются по приближенной эмпирической формуле

$$Q = Q_{скв} \sqrt{\frac{r_{ств}}{r_{скв}}}, \qquad \text{(XVII-8)}$$

где Q — водоприток в ствол, м³/сек (м³/ч); $Q_{скв}$ — водоприток в скважину, м³/сек (м³/ч); $r_{ств}$ — радиус ствола, м; $r_{скв}$ — радиус скважины, м.

Для условий Кузбасса приведенные выше формулы неприменимы, так как здесь водопритоки в шахты заметно снижаются на сравнительно небольшой глубине (200—250 м) в связи с довольно быстрым затуханием трещиноватости и проницаемости продуктивных пород.

Методы аналогии, основанные на гидродинамических зависимостях. В условиях, когда проектируемая шахта отличается от шахты-аналога лишь значением понижения уровня воды в ней, расчет водопритока может производиться по следующей формуле, позволяющей учесть разницу в понижениях в безнапорных условиях:

$$Q_п = Q_э \frac{(2H_п - S_п) S_п}{(2H_э - S_э) S_э}. \qquad \text{(XVII-9)}$$

Ниже кратко рассмотрим более сложные случаи, когда расчетная зависимость базируется на гидродинамической формуле, учитывающей общую схему потока, а гидрогеологические параметры принимаются как обобщенные коэффициенты. Такой подход был применен [4, 32] в целях прогноза общих водопритоков в горные выработки в условиях наклонного залегания пород и неустановившегося движения. В некоторых работах [4, 32] этот вопрос рассмотрен подробнее.

Схема полуограниченного пласта. Такая схема имеет место в условиях, когда трещиноватость пород развита на большую глубину при пологом падении пород или же когда выработки приурочены к крыльям широких и пологих мульд.

Общий приток к шахте (руднику) определяют по формуле В. Д. Бабушкина [4, 32]

$$Q = \frac{DS_0}{\ln(\beta T \sin\alpha)/(\sqrt[4]{PC^2})}, \qquad \text{(XVII-10)}$$

где β и D — коэффициенты, определяемые по данным режимных наблюдений; S_0 — понижение уровня воды в выработках, м; T — время от начала водоотбора, сек (сутки); C — глубина выработки по пласту, м; P — производительность шахты (рудника), т/сутки.

Имея данные о притоках воды в выработки на разные периоды времени, составляют систему из двух уравнений для определения D и β. Перенос этих параметров на другие участки возможен при условии, когда фильтрационные свойства обводняющих пород и мощность угольного пласта могут быть приняты примерно одинаковыми.

Схема пласта, ограниченного в направлении падения. Общий водоприток в шахту (рудник) выражается в виде [4, 32]

$$Q = \frac{D_0 S_0}{\sqrt{T} R(\beta_0 P/\sqrt{t})}, \qquad \text{(XVII-11)}$$

где $R(\beta_0 P/\sqrt{t})$ — функция, значения которой определяются по графику (см. гл. XIV). D_0 и β_0 — коэффициенты, определяемые по результатам наблюдений за водопритоками в шахту.

Схема горизонтальных или весьма пологих пластов. В этих условиях горные выработки могут быть удалены от выходов пластов на такое расстояние, при котором осушение водоносных пород начнется еще до того, как влияние водоотбора достигнет свободной поверхности пласта на выходе.

Примерное время, когда влияние водоотбора ощутимо скажется на свободной поверхности водоносного горизонта у выхода пород, может быть определено по формуле

$$t_в \geqslant \frac{0{,}5C^2}{a}, \qquad \text{(XVII-12)}$$

где a — коэффициент пьезопроводности водоносного пласта, м²/сек (м²/сутки); C — расстояние от центра выработки до статического уровня по пласту, м.

При $T \leqslant t_в$ прогнозы водопритоков в выработки могут производиться по формулам для неограниченного водоносного пласта. По аналогии с предыдущим расчетная зависимость выражается в виде

$$Q = \frac{DS_0}{\ln(\beta T/P)}, \qquad \text{(XVII-13)}$$

где D и β — коэффициенты, определяемые по данным наблюдений за водопритоками.

Гидравлический метод. Под гидравлическим методом прогноза общих водопритоков в горные выработки понимается метод, основанный на экстраполяции опытных данных. Сюда относится экстраполяция на глубину, т. е. с увеличением понижения уровня, или экстраполяция с учетом изменения площади, занимаемой горными выработками. Такого рода экстраполяция может производиться с использованием гидродинамических зависимостей. Поэтому приведенные выше формулы, относящиеся к методу аналогии, могут применяться в данных условиях.

Балансовый метод. Метод основан на учете всех составляющих питания и разгрузки подземных вод в условиях их отбора при осушении месторождения. Как правило, балансовый метод применяется лишь для ориентировочных оценок. Более надежные результаты он может дать для оценки общих водопритоков в горные выработки при отборе воды из пластов ограниченного распространения (например, закрытые или полузакрытые пласты).

В общем случае водоприток в горные выработки может быть расчленен на составляющие в следующем виде:

$$Q = Q_{упр} + Q_{ст} + Q_{инф} + \Delta Q_{исп} + Q_р + \Delta Q_п + Q_и - Q_{род}, \qquad \text{(XVII-14)}$$

где $Q_{упр}$ — составляющая, формирующаяся за счет привлечения упругих запасов, м³/сек (м³/сутки); $Q_{ст}$ — составляющая, формирующаяся за счет статических запасов, м³/сек (м³/сутки); $Q_{инф}$ — часть расхода, связанная с инфильтрацией атмосферных осадков на площади, ограниченной водоразделом подземных вод, м³/сек (м³/сутки); $\Delta Q_{исп}$ — приращение расхода за счет уменьшения испарения с поверхности грунтовых вод, м³/сек (м³/сутки); $Q_р$ — фильтрация из поверхностных водотоков и водоемов, в том числе и уменьшение разгрузки подземных вод в реки, м³/сек (м³/сутки); $\Delta Q_п$ — приращение питания за счет перетекания из соседних водоносных горизонтов через слабопроницаемые слои, м³/сек (м³/сутки); $Q_и$ — искусственное питание подземных вод (гидроотвалы, шламохранилища, инфильтрационные бассейны, каналы и др.), м³/сек (м³/сутки); $Q_{род}$ — разгрузка подземных вод родниками в процессе водоотбора, м³/сек (м³/сутки).

Выражение (XVII-14) позволяет видеть, насколько сложно применение балансового метода при водоотборе из водоносных горизонтов широкого развития.

Задача существенно упрощается при отборе воды из водоносных горизонтов локального развития в значительном удалении от речной сети. В этом случае балансовое уравнение для безнапорного горизонта представляется в виде

$$Q = Q_{ст} - Q_{инф}; \qquad \text{(XVII-15)}$$

$$Q_{ст} = v_s F \mu_в; \qquad \text{(XVII-16)}$$

$$Q_{инф} = W_с F, \qquad \text{(XVII-17)}$$

где v_s — средняя скорость снижения уровня грунтовых вод в пределах структуры, м/сек (м/сутки): F — площадь структуры, м²; $\mu_в$ — коэффициент водоотдачи пород; W — инфильтрация атмосферных осадков, м/сек (м/сутки).

Если в пределах закрытой структуры имеются реки, выходы подземных вод и площади, где грунтовые воды испаряются, балансовое уравнение принимает следующий вид:

$$Q = Q_{ст} + Q_{инф} + \Delta Q_{исп} + Q_р - Q_{род}. \qquad \text{(XVII-18)}$$

Определение $Q_р$, $Q_{род}$ и $\Delta Q_{исп}$ является трудной задачей.

При интенсивном водоотборе, когда иссякают родники и пересыхают речки, то

$$Q = Q_{ст} + Q_{инф} + Q_р + \Delta Q_{исп}. \qquad \text{(XVII-19)}$$

Гидродинамические методы. В отличие от рассмотренных выше методов прогноза общих водопритоков в шахту (рудник) эти методы позволяют не только определять общий водоприток к горным выработкам, но и прогнозировать формирование депрессионных и пьезометрических воронок, что имеет большое значение. Гидродинамические методы с учетом неустановившегося движения потока, по существу, учитывают баланс подземных вод и его изменение в процессе водоотбора.

Возможности гидродинамического метода весьма значительны. Например, с помощью этого метода определяются раздельно притоки воды к водопонизительной системе и к горным выработкам. Имеется также возможность определить максимальный общий приток воды в горные выработки.

При сравнительно неглубоко залегающих месторождениях твердых полезных ископаемых максимальный водоприток в горные выработки наступает при достижении шахтой проектной производительности, а затем общие притоки воды в шахту стабилизируются или уменьшаются. Для глубоко залегающих месторождений полезных ископаемых максимальный общий водоприток может наступить до того, как шахта достигла проектной производительности.

При оценке общего притока воды в систему горных выработок необходимо наряду с гидрогеологическими факторами учитывать и горнотехнические особенности разработки месторождения. К ним относятся: 1) производительность шахты (рудника), 2) система отработки месторождения, 3) интенсивность ведения горных работ и др.

В соответствии с особенностями разработки месторождения выбирают способы, системы и продолжительность его осушения. При этом в сложных гидрогеологических условиях порядок и направление отработки, а также система разработки и способ управления кровлей принимаются с учетом гидрогеологических особенностей месторождения.

Аналитические методы гидрогеологических прогнозов. Приведенные в гл. XVI формулы для различных расчетных схем в ряде случаев могут быть непосредственно использованы для определения общего притока воды в системы горных выработок. Но при этом следует учитывать некоторые специфические особенности, связанные с интенсивностью развития горных работ во времени, а также размерами большого колодца. Процесс формирования притока воды к системе выработок от начала горных работ до момента достижения шахтой (рудником) проектной производительности отличается определенной спецификой.

В нормальных условиях дренажные мероприятия должны быть осуществлены таким образом, чтобы очистные выработки располагались выше динамического уровня подземных вод. Обычно это достигается в результате предварительного водопонижения скважинами и дополнительного осушения водоносной толщи из подготовительных выработок (устройство забивных фильтров, бурение системы дренажных скважин из горных выработок и в ряде случаев отбор остаточного расхода осуществляется передовой частью выработки). На долю предварительного водопонижения приходятся снижение напора и осушение верхней части водоносного горизонта, обводняющего месторождение.

Водоносный горизонт, обводняющий выработки, безнапорный. В этом случае путем предварительного водопонижения достигается существенное осушение водоносного горизонта, а остаточный расход потока забирается системой дренажных устройств, сооружаемых из горных выработок. В некоторых условиях, когда полезное ископаемое залегает заметно выше подошвы водоносного горизонта,

осушение полезного ископаемого может быть достигнуто и в результате предварительного водопонижения.

Таким образом, строго говоря, в безнапорных водах большой колодец при схематизации гидрогеологических и горнотехнических условий должен быть представлен как выработка (обычно круглая), размеры которой увеличиваются с течением времени до момента достижения шахтой (рудником) проектной производительности. Обычно допускается, что выработка имеет постоянные конечные размеры. Это приводит к некоторому завышению водопритоков, т. е. погрешность направлена в сторону «запаса прочности». Условно принимается, что водоприток к большому колодцу является постоянным при задании времени, в течение которого уровень воды в нем должен быть снижен до проектной отметки. Например, в неограниченном горизонте для расчета притока воды к выработке (большому колодцу) может быть использована формула

$$Q = \frac{2\pi K H_e^2}{-E_i\left[-r_0^2/\left(4a_y T\right)\right]}, \qquad \text{(XVII-20)}$$

где Q — средний постоянный приток воды к выработке, при котором уровень в ней снижается до подошвы водоносного слоя, м³/сек (м³/сутки); K — коэффициент фильтрации пород водоносного горизонта, м/сек (м/сутки); H_e — начальная мощность водоносного горизонта, м; r_0 — радиус большого колодца м; T — время, в течение которого уровень воды в большом колодце должен быть снижен до подошвы водоносного слоя, сек(сутки); a_y — коэффициент уровнепроводности, м²/сек (м²/сутки);

$$a_y = KH_e/2\mu_в = Kh_{ср}/\mu_в; \qquad \text{(XVII-21)}$$

$\mu_в$ — коэффициент водоотдачи пород водоносного горизонта; $h_{ср}$ — средняя мощность водоносного горизонта в процессе водопонижения, м.

Отметим также, что числитель формулы (XVII-20) может быть представлен в виде

$$2\pi K H_e^2 = 4\pi K H_e h_{ср}. \qquad \text{(XVII-22)}$$

Анализ показывает, что формулой (XVII-20) можно пользоваться с погрешностью до 5% при параметре Фурье

$$F_0 = a_y T/r_0^2 \geqslant 0{,}4. \qquad \text{(XVII-23)}$$

Если $F_0 < 0{,}4$, то расчет дебита следует производить по формуле

$$Q = \frac{4\pi K h_{ср} H_e}{R_{пл}\left(\bar{r},\ F_0\right)}, \qquad \text{(XVII-24)}$$

где $\bar{r} = 1$; $F_0 = a_y T/r_0^2$.

Формула (XVII-24) применима без каких-либо ограничений по параметру Фурье F_0.

При условии, когда $r_0^2/(4a_y T) \ll 0{,}1$, формула (XVII-20) может быть представлена в виде

$$Q = \frac{4\pi K h_{ср} H_e}{\ln 1{,}5\sqrt{a_y T}/r_0}. \qquad \text{(XVII-25)}$$

Следует иметь в виду, что согласно работе [30] при условии, когда

$$a_y T/r_0^2 \geqslant 10 \qquad \text{(XVII-26)}$$

и сохраняются ограничения формулы (XVII-23), формулой (XVII-20) можно пользоваться при постоянном понижении уровня воды в выработке, причем в данном случае $S = H_e = \text{const}$; аналогично и формула (XVII-25) может применяться при постоянном понижении уровня в выработке. При этом анализ

уравнений (XVII-20) и (XVII-25) показал, что независимо от того, работают выработки с постоянным дебитом или с постоянным понижением уровня воды, через некоторое время после начала отбора воды приток к ним становится практически одинаковым, когда достигнуты равные понижения уровня воды в выработках. Вместе с тем следует иметь в виду, что суммарный водоотбор из выработки, в которой все время поддерживается постоянное понижение, больше, чем в выработке с постоянным дебитом. Расчет уровня воды в некотором удалении от выработки производится по формуле (XVI-58), а при $r \geqslant 1{,}5$ и $F_0 > 5$ — и по формуле (XIV-56).

Охарактеризованный подход к прогнозу притока воды в большой колодец применим и при других схемах фильтрации, рассмотренных в гл. XVI. Важно лишь обратить внимание на то, что применение для расчета зависимостей, относящихся к скважинам, расположенным вблизи тех или иных границ водоносных пластов в плане, возможно лишь при условии, когда

$$L/r_0 \geqslant 3, \qquad \text{(XVII-27)}$$

где L — расстояние от центра выработки до той или иной границы, м; r_0 — радиус выработки, м.

Несоблюдение условий (XVII-27) может привести к грубым ошибкам в определении дебита большого колодца, причем в зависимости от характера границ ошибка может быть и положительной и отрицательной. Если условие (XVII-27) не соблюдается, то в основу расчетов должны быть положены зависимости, относящиеся к площадным системам скважин. С учетом высказанных выше соображений и данных выше ограничений может осуществляться и расчет притока воды к большим колодцам с учетом в расчетах осушения пород в краевой области пласта.

В безнапорных условиях для линейных выработок, размеры которых по длине существенно (в 10—15 раз) больше, чем по ширине, расчет притока воды может быть выполнен с использованием формул (XVI-54), (XVI-55) для линейных стоков при условии, что понижение уровня воды в выработке определяется по оси y (нормаль к линейному стоку, проходящая через его середину) на расстоянии, равном половине ширины выработки. При этом принимается $t = T$.

В напорных условиях, когда напор над кровлей водоносного горизонта, обводняющего горные выработки, настолько велик, что нельзя пренебречь временем, необходимым для снижения напора, подход к расчетам водопритоков в горные выработки имеет свою специфику.

Рассмотрим эти вопросы на примере взаимодействия двух больших колодцев одинакового радиуса.

Для учета взаимодействия больших колодцев составим два уравнения:

$$MH' = Q\text{Б}'/4\pi K; \qquad M^2 = Q\text{Б}/2\pi K; \qquad \text{(XVII-28)}$$

$$\text{Б}' = -E_i\left(-\frac{r_0^2}{4at'}\right) - E_i\left(-\frac{D^2}{4at'}\right); \qquad \text{(XVII-29)}$$

$$\text{Б} = -E_i\left(-\frac{r^2}{4a_y t}\right) - E_i\left(-\frac{D^2}{4a_y t}\right), \qquad \text{(XVII-30)}$$

где a_y и a — уровнепроводность и пьезопроводность горизонта, м²/сек (м²/сутки); D — расстояние между центрами больших колодцев, м; t' — время, необходимое для снижения напора в большом колодце до кровли водоносного горизонта, сек (сутки); t — время, требуемое для осушения водоносного горизонта в большом колодце, сек (сутки); $H' = H_e - M$ — напор над кровлей водоносного горизонта, м: H_e — напор над подошвой горизонта, м.

Из уравнений нетрудно путем подбора найти t' и t, так как в каждое из этих уравнений входит или t' или t.

При наличии значительного избыточного напора над кровлей водоносной толщи пород предварительное снижение его осуществляется кольцевой системой скважин, располагающихся обычно за зоной сдвижения горных пород. Можно считать, что после того, как напор снижен практически до кровли водоносного горизонта, дальнейшие условия водопонижения сохраняются примерно такими

же, как для месторождений, находящихся в безнапорных условиях или же с небольшим избыточным напором.

В рассматриваемых условиях общий водоприток к выработкам шахтного поля может быть определен по формуле

$$Q = 4\pi KM \left[\frac{H_e - M}{-E_i\left[-\frac{\rho_в^2}{4a\,(T_в + T)}\right]} + \frac{M}{-2E_i\left(-\frac{r_0^2}{4a_y T}\right)} \right], \quad \text{(XVII-31)}$$

где H_e — напор над подошвой водоносного горизонта, м; $\rho_в$ — радиус водопонизительного кольца скважин, м; r_0 — радиус большого колодца, отвечающего системе подготовительных выработок, необходимых для обеспечения проектной производительности шахты, м; $T_в$ — время, требуемое системе водопонизительных скважин для снижения напора до кровли водоносного пласта, сек (сутки); T — продолжительность подготовительных работ, необходимых для обеспечения проектной производительности шахты, сек (сутки).

Моделирование гидрогеологических условий. При разведке и освоении месторождений твердых полезных ископаемых в весьма сложных гидрогеологических условиях, для которых не имеется аналитических решений, гидрогеологические прогнозы осуществляются с применением моделирования. Наиболее приемлемые результаты могут быть получены на сеточной модели, реже с помощью прибора ЭГДА. Гидрогеологические прогнозы обычно осуществляются для условий неустановившегося движения, так как во многих случаях водоотбор является достаточно крупным, что приводит к формированию депрессий достаточно больших размеров. Определенные трудности обычно связаны со схематизацией не только гидрогеологических условий, но и горнотехнических процессов, связанных с разработкой месторождений.

Уточнение гидрогеологических условий в некоторой мере возможно путем решения обратных задач как на основе обобщения всего комплекса опытно-фильтрационных работ и опытно-производственного водопонижения, так и путем воспроизведения на модели естественной гидрогеологической обстановки. В последнем случае необходимо иметь данные об условиях питания подземных вод и инфильтрации атмосферных осадков. Следует иметь в виду, что изучение с помощью аналоговой модели естественных гидрогеологических условий является более сложной задачей, чем при существенно нарушенном режиме подземных вод. Это связано с тем, что в первом случае обычно недостаточно изучены питание подземных вод и его изменение во времени, т. е. факторы, являющиеся решающими при изучении естественного режима подземных вод. Наоборот, в условиях нарушенного режима отбор подземных вод и его изменение во времени известны.

Если эксплуатация месторождения на каком-либо участке начата, то задача несколько облегчается, так как путем моделирования можно уточнить гидрогеологическую обстановку. Но для этой цели необходимо иметь данные полноценных режимных наблюдений.

Оценка влияния технологических факторов на размер большого колодца при моделировании гидрогеологических условий сводится к выяснению вопроса о кольматации пород в зоне их обрушения над выработанным пространством. В зонах развития кристаллических и сильно метаморфизованных пород можно считать, что кольматация пород невелика и вся площадь выработанного пространства, включая зону обрушения, может считаться занятой большим колодцем. В слабо метаморфизованных породах зона обрушения в пределах выработанного пространства через короткое время кольматируется и это приводит к тому, что размер большого колодца мало меняется во времени при постоянной производительности шахты. Имеются и промежуточные условия, но эти вопросы нуждаются в дальнейшем изучении.

В последние годы аналоговое моделирование приобретает широкое применение при анализе и обобщении опыта эксплуатации месторождений твердых полезных ископаемых [30, 32]. При этом нередко формируются региональные депрессионные воронки, изучение которых должно сопровождаться созданием широкой сети наблюдательных скважин.

Максимальный водоприток в шахту, как уже отмечалось, определяется интенсивностью развития горных работ и проектной производительностью шахты. Очевидно, что чем быстрее шахта достигнет проектной производительности и чем последняя больше, тем выше максимальный водоприток в горные выработки. Покажем подход к расчету на примере одной из шахт Подмосковного буроугольного бассейна в случае, когда осушение лав обеспечивается подготовительными выработками.

Проектная производительность шахты 0,5 млн. т/год. Для обеспечения такой производительности шахты разработка ведется на двух участках, имеющих каждый по две лавы. Участки обычно располагаются на обеих панелях вблизи стволов, т. е. являются смежными. Это позволяет рассматривать их как один большой колодец. Если участки разработки располагаются на внешних краях шахтного поля, то водоприток в шахту должен рассматриваться в условиях взаимодействия двух или большего числа больших колодцев. При скорости проходки горных выработок 100—150 м в месяц нарезка отдельных участков длится шестьдевять месяцев для шахт с производительностью 0,5—0,6 млн. т/год. Для таких шахт площадь участка может быть принята 0,1 км², т. е. приведенный радиус большого колодца $r_0 = 220$ м. При расположении двух участков по обе стороны от обгонной выработки за большой колодец может быть принята площадь, оконтуренная всеми выработками, т. е. штреками главных направлений, панельными и нарезными выработками. Размер этой площади равен около 0,4 км², а ее радиус — 450 м. Время, необходимое для проходки этого комплекса выработок, $T \approx 15$ мес. ≈ 450 суток. Расстояние между центрами больших колодцев для отдельных участков отработки, расположенных на внутренних и внешних панелях, может быть принято 750 м, а для шахт с производительностью 1,2—1,5 млн. т/год — 900—1200 м.

Аналогичный подход к определению расположения и размеров больших колодцев в зависимости от системы и условий отработки месторождения, а также производительности шахты (рудника), может быть осуществлен и при разработке других полезных ископаемых.

Особенности оценки общего притока воды в шахты в районах с многолетнемерзлыми породами [12]. Вопросы эти в настоящее время мало разработаны в связи с тем, что недостаточно изучено питание подземных вод в данных условиях. Основными источниками обводнения горных выработок обычно являются талики, которые в большинстве случаев приурочены к водотокам со значительными расходами и к крупным озерам, а также к зонам тектонических нарушений с постоянным подтоком вод снизу. Значительную опасность при проходке горных выработок представляют воды региональных таликов, межмерзлотные и подмерзлотные воды, причем последние нередко обладают повышенной минерализацией.

Расчет общих водопритоков в систему горных выработок в области развития многолетнемерзлых пород может производиться методами, применяемыми в обычных условиях, при допущении постоянства мощности водоносного горизонта на рассматриваемый период.

Если в процессе разработки месторождения произойдет частичное оттаивание многолетнемерзлой толщи, то следует оценить примерный объем воды, который поступит в горную выработку в результате протаивания ледяных включений. При этом средняя льдистость мерзлой породы определяется в процессе геокриологических исследований. Объем вытаивания ледяных тел может быть определен с помощью геофизических исследований.

§ 3. Расчет притока воды в выработки, огражденные противофильтрационными завесами

Противофильтрационные завесы, получившие широкое применение в практике гидротехнического строительства, найдут в ближайшие годы применение в горном деле. Это обусловлено, с одной стороны, задачами охраны водных ресурсов и природных условий в целом и, с другой — удешевлением с течением времени стоимости такого рода сооружений. В данных условиях определенное зна-

чение имеет вопрос о выборе рационального типа и размеров противофильтрационных завес на месторождениях.

В различных геологических условиях применяются завесы разных типов. В трещиноватых и закарстованных породах широкое применение получили цементационные завесы главным образом в гидротехническом строительстве. При этом установлено, что коэффициент фильтрации зацементированных пород составляет 3—5 м/сутки. Это вынуждает применять цементационные завесы с водоотливом из горных выработок.

В последнее время применительно к рыхлым породам (песчано-гравийные и гравийно-галечниковые отложения) находят применение противофильтрационные диафрагмы, получившие название «стенка в грунте». С этой целью в грунте создается щель (траншея), устойчивость стенок которой обеспечивается глинистым (бентонитовым) раствором. В дальнейшем образованная полость заполняется водонепроницаемым материалом. Глубина таких противофильтрационных устройств достигает нескольких десятков метров, а коэффициенты фильтрации характеризуются сотыми и тысячными долями метров в сутки.

Ниже приводятся формулы притока воды к выработкам, огражденным противофильтрационными завесами [30].

Для безнапорного (рис. XVII-1) и напорного (рис. XVII-2) линейного потока расход на единицу их длины определяется соответственно по формулам

$$q = \frac{K(H-M)}{\dfrac{1/(H-h)}{2L - \dfrac{H^2-(H-M)^2}{2L} + \dfrac{h}{L+0{,}44h}} + \dfrac{1}{\dfrac{(H-h)\eta}{2\delta_з} + \dfrac{1-\eta}{\ln\dfrac{H+M}{2C}} + \dfrac{\delta_з}{C}} - \dfrac{2\delta_з}{H+h}}; \quad \text{(XVII-32)}$$

$$q = \frac{K(H-M)}{\dfrac{L-\delta_з}{M} + 0{,}44 + \dfrac{1}{M\eta/\delta_з} - \dfrac{1-\eta}{\ln(M/C) + \delta_з/C}}, \quad \text{(XVII-33)}$$

где q — расход потока на единицу его длины, м²/сек (м²/сутки); H — статический пьезометрический напор в напорном потоке или мощность водоносного горизонта в безнапорном потоке, м; M — мощность водоносного горизонта за завесой с внутренней стороны, м; K — коэффициент фильтрации пород водоносного горизонта, м/сек (м/сутки); h — динамический напор в напорном потоке или высота столба воды над подошвой слоя в безнапорном потоке, м; r_0 — радиус выработки, м; $\delta_з$ — толщина завесы, м; C — расстояние от нижнего конца завесы до подошвы горизонта, м; L — ширина потока, м; l_1 и l_2 — расстояние от завесы до верхней и нижней границ потока, м. Высота столба воды у верхней границы завесы равна

$$h_в = H - \frac{q}{K} f. \quad \text{(XVII-34)}$$

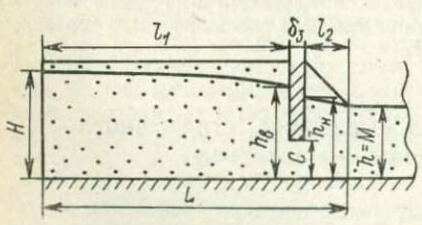


Рис. XVII-1. Схема линейной завесы в безнапорном потоке подземных вод.

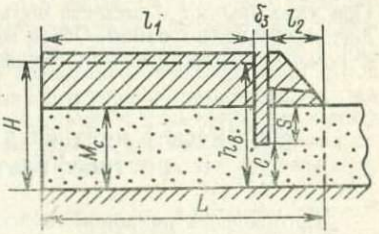


Рис. XVII-2. Схема линейной завесы в напорном потоке подземных вод.

Высота столба воды у нижней границы завесы равна

$$h_{\text{н}} = h + \frac{q}{K} f. \qquad \text{(XVII-35)}$$

Значения f в зависимости от l/M и S/M даны на графике (рис. XVII-3), построенном М. Ф. Хасиным по данным исследований методом ЭГДА [30]. При определении $h_{\text{в}}$ в расчет принимается l_1, а при определении $h_{\text{н}}$ — l_2.

Для безнапорного (рис. XVII-3) и напорного (рис. XVII-4) радиального потока приток рассчитывается соответственно по формулам

$$Q = \frac{2\pi K r_0 (H - h)}{\dfrac{1/(H-h)}{2r_0 \ln \dfrac{R_{\text{п}}}{r_0} - \dfrac{h^2 - (H-h)^2}{2r_0 \ln \dfrac{R_{\text{п}}}{r_0}}} + \dfrac{h}{r_0 \ln \dfrac{R_{\text{п}}}{r_0} + 0{,}044h} + \dfrac{r_0/\delta_{\text{з}} \ln (r_{\text{в}}/r_{\text{н}})}{\dfrac{H+h}{2\delta_{\text{з}}} - \dfrac{1-\eta}{\ln \dfrac{H+h}{2C} + \dfrac{\delta_{\text{з}}}{C}}} - \frac{2r_0}{H+h} \ln \frac{r_{\text{в}}}{r_{\text{н}}}}. \qquad \text{(XVII-36)}$$

$$Q = \frac{2\pi K r_0 (H - M)}{\dfrac{r_0}{M} \ln \dfrac{R_{\text{п}}}{r_0} + 0{,}44 + \dfrac{(r_0/\delta_{\text{з}}) \ln (r_0/r_{\text{н}})}{M/\delta_{\text{з}} + \dfrac{1-\eta}{\ln (M/c) + \delta_{\text{з}}/c}}} - \frac{r_0}{M} \ln \frac{r_{\text{в}}}{r_{\text{н}}}, \qquad \text{(XVII-37)}$$

где $R_{\text{п}}$ — радиус питания потока, считая от центра большого колодца, м; $\eta = K_{\text{з}}/K$ — соотношение коэффициентов фильтрации завесы и окружающих

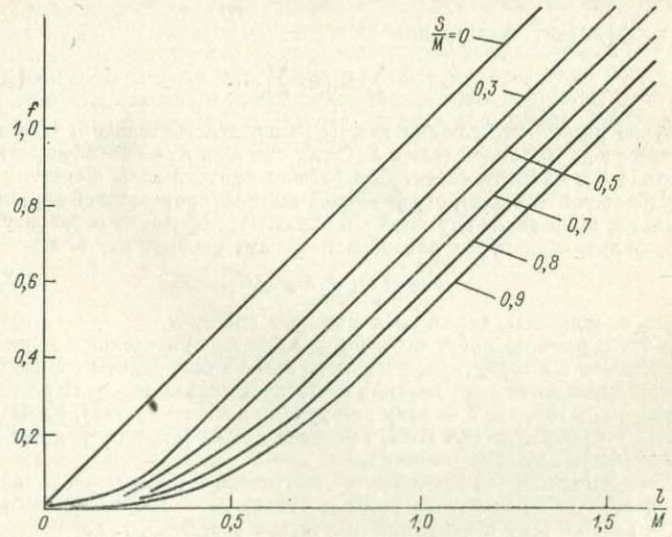


Рис. XVII-3. График функции f.
S — глубина завесы от кровли водоносного горизонта, м.

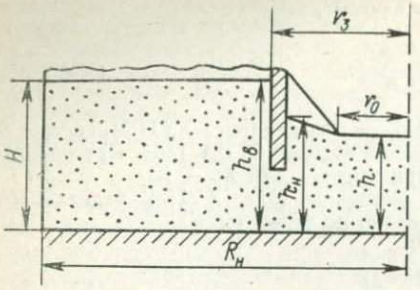


Рис. XVII-4. Схема радиальной завесы в безнапорном потоке подземных вод.

пород (для непроницаемой завесы $\eta = 0$); $r_в$ и $r_н$ — радиусы завесы по ее внешней и внутренней поверхностям, м.

В линейном потоке определяется расход потока на единицу длины завесы q, причем в формулы (XVII-34) и (XVII-35) входит значение q, умноженное на $r_э/r_0$.

При определении f в напорном потоке по графику (XVII-4) вместо l_1/M подставляют $\frac{r_в}{M} \ln \frac{R_п}{r_в}$, а вместо $\frac{l_2}{M}$ — $\frac{r_н}{M} \ln \frac{r_н}{r_0}$.

В радиальном безнапорном потоке вместо $\frac{l_1}{h}$ входит $\frac{2r_в}{H + h_в} \ln \frac{R_п}{r_в}$; $\frac{S}{h} = \frac{h_в - C}{h_в}$, а вместо $\frac{l_2}{h}$ входит $\frac{2r_н}{h_н + h} \ln \frac{r_н}{r_0}$; $\frac{S}{M} = \frac{h_н - C}{h_н}$.

Расчет совершенных и несовершенных завес в многослойных толщах производится по формулам однородного горизонта, с добавлением в них приведенной мощности и среднего коэффициента фильтрации. Приведенная мощность определяется по формуле

$$M_{пр} = \sum m_i K_i / K, \qquad \text{(XVII-38)}$$

где m_i — мощность отдельных слоев, м; K_i — коэффициент фильтрации отдельных слоев, м/сек (м/сутки); K — расчетный коэффициент фильтрации для толщи, приведенной к однородному горизонту, м/сек (м/сутки).

В этом случае расчетная толщина завесы

$$\delta_{э.\,р} = \delta_э M_{пр} / \sum m_i. \qquad \text{(XVII-39)}$$

Средний коэффициент фильтрации

$$K_{ср} = \sum K_i m_i / \sum m_i. \qquad \text{(XVII-40)}$$

В этом случае расчетная толщина завесы равна действительной. При несовершенной завесе в двухслойной толще $K_1 > K_2$, где K_1 и K_2 — коэффициенты фильтрации верхнего и нижнего слоев. Для расчета притока воды в систему горных выработок (большой колодец), огражденных завесой, прорезающей верхний слой, осуществляется приведение двухслойной толщи к однородному горизонту с коэффициентом фильтрации пород водоносной толщи, равным K_1, т. е.

$$M_{пр} = m_1 + m_2 K_2 / K_1, \qquad \text{(XVII-41)}$$

где m_1 и m_2 — мощность верхнего и нижнего слоев, м.

После этого расчеты могут быть выполнены по приведенным выше формулам, относящимся к выработкам, расположенным в однородном горизонте. При условии, когда мощность нижнего слоя достаточно велика ($m_2 \geqslant 10$ или для плоского потока $m_2 \geqslant 10b$, где b — зона разгрузки плоского потока), расчеты могут производиться по формуле (XVII-41) с условием $m_2 = 10r_0$ для радиального потока и $m_2 = 10b$ для плоского потока.

Гидрогеологическая эффективность противофильтрационной завесы ($\eta_э$) оценивается отношением притока воды к большому колодцу при сооружении завесы $Q_э$ к водопритоку к нему при отсутствии завесы Q, т. е.

$$\eta_э = \frac{Q_э}{Q}. \qquad \text{(XVII-42)}$$

Коэффициент $\eta_э$ для плоского и радиального потоков определяется соответственно по формулам

$$\eta_э = \frac{q_з}{q} = \frac{L}{L + \delta_з \left(\frac{K}{K_з} - 1 \right)}; \qquad \text{(XVII-43)}$$

$$\eta_э = \frac{\ln (R_п / r_0)}{\ln \frac{R_п}{r_0} + \left(\frac{K}{K_з} - 1 \right) \ln \frac{r_з + \delta_з}{r_з}}, \qquad \text{(XVII-44)}$$

где $R_п$ — радиус питания, м; r_0 — радиус выработки, м; $r_з$ — радиус завесы, м; $\delta_з$ — толщина завесы, м; L — полная длина пути фильтрации, м; K — коэффициент фильтрации пород, м/сек (м/сутки); $K_з$ — коэффициент фильтрации материала завесы, м/сек (м/сутки).

§ 4. Гидрогеологические расчеты по охране водных ресурсов в районах разрабатываемых месторождений полезных ископаемых

В районах разрабатываемых месторождений полезных ископаемых возникает необходимость в проведении эффективных мероприятий по охране подземных вод от истощения и загрязнения, а также в совместном рассмотрении вопросов осушения месторождений и водоснабжения за счет подземных вод.

Можно наметить два подхода к охране водных ресурсов в горнорудных районах: 1) применение пассивных методов охраны, основанных на разработке критериев безопасной эксплуатации водозаборов подземных вод в районах действия водопонизительных и водоотливных систем на месторождениях без применения специальных защитных устройств; 2) применение активных (инженерных) методов охраны водных ресурсов, а именно: а) очистка шахтных вод; б) устройство противофильтрационных завес для ограждения горных выработок от поступления в них существенных количеств подземных вод; в) использование вод, откачиваемых водопонизительными установками. Особое место занимает вопрос о сбросе шахтных вод высокой минерализации.

Разработка мероприятий по охране водных ресурсов во многом основывается на гидрогеологических расчетах, из которых приведем следующие: шахта (рудник) и водозабор располагаются в безграничном водоносном горизонте (рис. XVII-5).

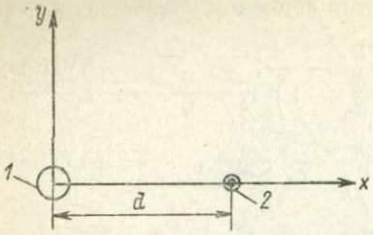
Для квазистационарного потока загрязнение водозабора исключается при следующих условиях (В. Д. Бабушкин):

$$\alpha < \frac{1 - \rho_x / d}{\rho_x / d}; \qquad \text{(XVII-45)}$$

$$\frac{Q_в}{Q_д} < \frac{\pi}{2 \operatorname{arctg} \frac{\rho_y}{d}}, \qquad \text{(XVII-46)}$$

где $Q_в$ и $Q_д$ — производительность водозабора и дренажных устройств шахты (рудника), м³/сек (м³/сутки); $\alpha = \frac{Q_в}{Q_д}$ — безразмерное соотношение; d — расстояние между центрами водозабора шахты (рудника), м; ρ_x — наибольшие размеры площади разработок по линии, соединяющей центры водозабора и шахты (рудника), м; ρ_y — наибольшие размеры площади разработок в направлении, перпендикулярном к линии, соединяющей центры водозабора и шахты (рудника), м.

Анализ формул (XVII-45) и (XVII-46) показывает, что когда $\rho_x / d \leqslant 0{,}5$, то $\alpha \leqslant 1$, т. е. в этом случае производительность водозабора и водоотлива из шахты (рудника) соизмеримы. Если $\rho_y / d \leqslant 0{,}1$, то $\alpha \leqslant 9$, т. е. производительность



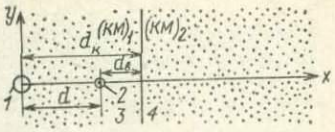


Рис. XVII-5. Схема рудника и водозабора в безграничном пласте.
1 — рудник; *2* — водозабор.

Рис. XVII-6. Схема рудника и водозабора в полуограниченном пласте, контактирующем с породами иной проницаемости.
1 — рудник; *2* — водозабор; *3* — пласт с водопроводимостью $(KM)_1$; *4* — пласт с водопроводимостью $(KM)_2$.

водозабора примерно на один порядок больше производительности водоотлива на шахте (руднике). Уменьшение размеров выработок в плане при прочих равных условиях ведет к увеличению допустимой производительности водозабора, при которой загрязнение подземных вод на площади разработок может быть исключено.

Формулы (XVII-45) и (XVII-46) действительны для сравнительно однородного горизонта. Для водоносных горизонтов, приуроченных к трещиноватым и закарстованным породам с вытянутыми зонами (тектоническими) повышенной проницаемости, эти формулы могут оказаться неприемлемыми. Погрешность расчетов может оказаться особенно значительной в случаях, когда зона повышенной проницаемости сечет водозабор или водопонизительную систему.

При расположении шахты (рудника) и водозабора в полуограниченном горизонте, контактирующем с породами иной проницаемости (рис. XVII-6), подсасывание загрязненных вод, развитых на площади ведения горных работ, может быть исключено при следующих условиях (В. Д. Бабушкин):

$$\alpha = \frac{\dfrac{1}{\rho_x} - \dfrac{\beta}{2d_р - \rho_x}}{\dfrac{1}{d - \rho_x} + \dfrac{\beta}{d_р + d_в - \rho_x}}; \qquad \text{(XVII-47)}$$

$$\alpha = \frac{\dfrac{\pi}{2} - \beta \operatorname{arctg} \dfrac{\rho_y}{2d_р}}{\operatorname{arctg} \dfrac{\rho_y}{d} + \beta \operatorname{arctg} \dfrac{\rho_y}{d_р + d_в}}, \qquad \text{(XVII-48)}$$

где $d_в$ и $d_р$ — расстояния от центров водозабора и шахты (рудника) до границы (в плане) между горизонтами разной водопроводимости, м; d — расстояние между центрами водозабора и шахты (рудника), м; $\beta = \dfrac{(KM)_1 - (KM)_2}{(KM)_1 + (KM)_2}$ — безразмерный коэффициент, зависящий от соотношения водопроводимостей обоих водоносных горизонтов; $(KM)_1$ — водопроводимость горизонта, в котором размещаются водозабор и шахта (рудник), м²/сек (м²/сутки); $(KM)_2$ — водопроводимость смежного горизонта, м²/сек (м²/сутки).

Эффективным методом охраны пресных подземных вод от поступления их в подземные горные выработки и дренажные системы является устройство противофильтрационных завес (см. § 3). Устройство противофильтрационных завес приобретает особое значение в районах развития высокоминерализованных вод, так как откачка их в больших количествах создает определенные трудности по их

сбросу, т. е. отводу. Но после устройства противофильтрационной завесы водоотлив существенно сокращается, и это может создать благоприятные условия для захоронения откачиваемых минерализованных вод благодаря их небольшому количеству. Вместе с тем при значительных размерах завес происходит заметный подпор подземных вод и некоторое увеличение их эксплуатационных запасов. В реальных гидрогеологических условиях эти вопросы наиболее полноценно могут быть решены путем аналогового моделирования.

Б. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ ОСУШЕНИЯ КАРЬЕРНЫХ ПОЛЕЙ

§ 1. Общие положения

Общая задача фильтрационных расчетов осушения карьерного поля заключается в прогнозе режима подземных вод при открытой разработке месторождения, а также в количественном обосновании системы осушения. Частными задачами фильтрационных расчетов являются: а) определение общего притока вод к карьеру в периоды строительства и эксплуатации на различные моменты времени; б) обоснование необходимости осушительных мероприятий; в) обоснование типа и количества осушительных устройств, расположения их в плане и в разрезе, а также режима их работы во времени; г) установление положения уровней подземных вод в зоне действия карьеров и дренажных устройств.

В результате выполнения фильтрационных расчетов устанавливаются объемы и сроки проведения осушительных работ при разных схемах осушения, а также производится технико-экономическое сопоставление конкурирующих вариантов систем осушения.

Объем и характер водопритоков к горным выработкам и дренажным устройствам определяются: а) орогидрографическими и метеорологическими условиями; б) положением гидродинамических границ и условиями питания (разгрузки) водоносных горизонтов; в) фильтрационными свойствами водоносных пластов, вскрытых горными выработками, степенью и характером их неоднородности в плане и в разрезе; д) изменениями режима фильтрации и факторов, его определяющих, в процессе ведения горных работ; г) характером вскрытия водоносных горизонтов и технологией горных работ.

При открытых горных работах водопритоки формируются прежде всего за счет всех вскрытых водоносных горизонтов, для которых контур карьера является границей с заданным напором; невскрытые непосредственно карьером водоносные горизонты в лежачем боку в ряде случаев также влияют на объем водопритоков за счет перетекания через слабопроницаемые породы.

Проходка и эксплуатация открытых горных выработок, как правило, связаны с существенным нарушением естественного режима водоносных горизонтов, поэтому режим фильтрации к карьерам при ограниченном питании водоносных горизонтов по площади в течение нескольких лет может быть нестационарным. При этом водопритоки к разрезам существенно определяются скоростью подвигания борта и ориентацией бортов карьера (направлением движения горных работ) по отношению к границам водоносных горизонтов и элементам фильтрационной неоднородности в плане и в разрезе.

В процессе разработки месторождения некоторые факторы, определяющие притоки, претерпевают изменения, характер которых сложно, а зачастую невозможно оценить заранее — при проведении разведочных работ. Эти изменения касаются прежде всего условий питания подземных вод.

Появление нового базиса стока, которым является горная выработка, приводит к тому, что поверхностные водоемы и водотоки, являющиеся в естественных условиях областями разгрузки подземных вод, в условиях нарушенного режима обычно становятся источниками питания водоносных горизонтов. В зависимости от характера взаимосвязи поверхностных и подземных вод водоемы (водотоки) могут выступать в качестве границ обеспеченного питания подземных вод или одного из источников локального питания. В ряде случаев характер взаимосвязи поверхностных и подземных вод изменяется в процессе ведения горных

работ за счет нарушений в составе и свойствах покровных отложений. В одних случаях при производстве открытых горных работ и отводе русел рек обнажаются коренные водоносные породы, что способствует более тесной взаимосвязи поверхностных и подземных вод, в других, наоборот, русло реки кольматируется за счет сброса загрязненных вод.

Разработка месторождений полезных ископаемых влечет за собой существенные изменения инфильтрационного питания водоносных горизонтов — повышение интенсивности инфильтрации по площади или по локальным участкам территории, примыкающей к карьерным полям. Интенсификация инфильтрационного питания определяется рядом причин, одной из которых является общее снижение уровня подземных вод. Кроме того, при строительстве карьеров создаются искусственные водоемы и гидротехнические сооружения (отводные каналы, водохранилища, гидроотвалы и т. д.), которые чаще всего становятся источниками локального инфильтрационного питания водоносных горизонтов.

Важнейшей особенностью режима подземных вод при освоении месторождений является общая интенсификация взаимосвязи горизонтов как в разрезе, так и по контактам между ними в плане. Взаимосвязь проявляется в возникновении или интенсификации процессов перетекания через относительные водоупоры, отделяющие дренируемые горизонты от недренируемых, что обусловлено, в частности, увеличением перепада пьезометрических напоров на разделяющих водоупорах. Связь горизонтов интенсифицируется на участках фациального замещения водоупорных пород более проницаемыми (гидравлические «окна»). Развитие этих процессов наряду с интенсификацией инфильтрации сокращает продолжительность периода нестационарной фильтрации и в конечном итоге приводит к относительной стабилизации режима подземных вод в районе месторождения.

В связи со сложным характером изучаемого фильтрационного процесса прогноз водопритоков к открытым горным выработкам и дренажным устройствам проводится преимущественно в рамках гидродинамических методов расчета. Балансовый метод может быть применен лишь в условиях локального развития водоносных горизонтов при наличии представления о количественных характеристиках питания подземных вод. Метод аналогии может применяться лишь в бассейнах, где имеется значительный опыт эксплуатации горных предприятий в однотипных гидрогеологических условиях.

Прогноз водопритоков к горным выработкам гидродинамическим методом производится в такой последовательности:

1) анализ геологических, гидрогеологических и горнотехнических факторов, определяющих характер и объем водопритоков, составление расчетной схемы формирования и разгрузки подземных вод и обоснование расчетных параметров;

2) классификация (типизация) расчетной схемы;

3) для сложной расчетной схемы — схематизация, позволяющая свести ее к простой, типовой; соответственно корректирование расчетных параметров.

Для типовой расчетной схемы прогноз ведется по конечным аналитическим зависимостям, а сложная расчетная схема (при невозможности или нецелесообразности ее дальнейшего упрощения) требует применения моделирования.

§ 2. Типизация расчетных гидродинамических схем

Под типизацией понимается выделение основных типов расчетных схем, к которым может быть приведена реальная гидродинамическая обстановка в процессе ее анализа и схематизации.

По развитию фильтрационного процесса во времени выделяются стационарный и нестационарный режимы. Реальные фильтрационные процессы всегда являются нестационарными; однако требуемая на практике точность решения тех или иных задач часто допускает их рассмотрение в рамках стационарных расчетных схем: либо в качестве первого приближения, либо же для оценки конечных этапов нестационарных процессов. Особо выделяются области квазистационарного режима, допускающие пренебрежение обработкой статических запасов в пределах этой области в сравнении с проходящим через нее (транзитным) потоком подземных вод.

Типизация по режиму напоров предполагает подразделение на напорные и безнапорные потоки (пласты). Безнапорный пласт можно рассматривать как частный случай напорного пласта с переменной мощностью. Однако в таком рассмотрении безнапорная фильтрация является нелинейным процессом, который характеризуется зависимостью проводимости водоносного горизонта от напора. Такого рода нелинейность носит название нелинейности первого рода и предопределяет повышенную сложность расчетных схем, среди которых особо выделяются безнапорные потоки двухслойного строения со слабопроницаемым верхним слоем и безнапорные однородные или упорядоченно-слоистые потоки при горизонтальном залегании водоупора.

По характеру фильтрационной неоднородности водоносных горизонтов в плане и в разрезе выделяются расчетные схемы: однородного (изотропного), упорядоченно-слоистого и неоднородного пластов.

По структуре потока, т. е. конфигурации и взаимоположению линий тока, выделяют следующие потоки: а) одномерные — плоскопараллельные и осесимметричные; б) двухмерные в однородных (или в приводимых к однородным) пластах при типовой конфигурации области фильтрации; в) сложные двухмерные и трехмерные. Основными схемами при прогнозах являются одномерные и двухмерные плановые модели потоков.

Структура плановых потоков претерпевает дополнительные изменения вблизи границ области фильтрации, в том числе вблизи горной выработки, если она несовершенна по степени вскрытия; вблизи такой выработки поток носит двухмерный (при одномерности потока в плане) или трехмерный (при двухмерности потока в плане) характер.

Конфигурация плановых границ пласта и взаимное их расположение дают основание подразделять области фильтрации на типовые и сложные. Типовым условиям отвечают «неограниченный» водоносный горизонт (в течение расчетного периода границы пласта не сказываются на режиме фильтрации) и водоносные горизонты с фиксированными внешними контурами простейшей геометрической формы (полуограниченный пласт, пласт-полоса, круговой пласт). Внутренние границы области фильтрации определяются расположением и формой карьера, а также расположением, типом и числом осушительных устройств.

Во всех случаях, когда по условиям строительства и эксплуатации ожидается поступление подземных вод в карьер, последний следует рассматривать как контур стока водоносного горизонта (в частности, все совершенные и затопленные несовершенные карьеры).

Осушительные устройства подразделяются на дрены горизонтального и вертикального типов, совершенные и несовершенные. По способу расположения в плане дрен вертикального типа можно выделить следующие схемы: одиночная дрена, линейные ряды взаимодействующих дрен, контурные ряды, площадная система дрен. По расположению в плане дрен горизонтального типа можно выделить следующие схемы: одиночная линейная дрена, контурная дрена, система параллельных линейных дрен.

По условиям на внешних и внутренних границах области фильтрации выделяют: а) граничные условия первого рода, когда задано определенное значение напора, которое чаще всего принимается постоянным по всей границе и неизменным во времени (например, река или водоем с незакольматированным руслом); б) граничные условия второго рода, когда на границе поля фильтрации задан расход потока, в частном случае этот расход равен нулю.

Для контура карьера, для сквозных и забивных фильтров, поглощающих и самоизливающих скважин, для горизонтальных дрен наиболее характерны граничные условия первого рода. Иглофильтровые установки также могут рассматриваться как контур с заданным понижением.

Водопонижающие скважины могут работать *или с постоянным расходом* или с постоянным понижением. Для оценки режима работы водопонижающей скважины прежде всего следует определить приток к скважине в условиях установившегося режима $Q_с$ при максимально возможном понижении S_{max} и оценить водозахватную способность скважины $Q_{вз}$. Если расход насоса $Q_н < Q_с$, то скважина будет все время работать с постоянным расходом, равным $Q_н$, при условии $Q_н \leqslant Q_{вз}$ или равным $Q_{вз}$ при условии $Q_н > Q_{вз}$. Если же $Q_н > Q_с$, то в тече-

ние первого периода откачки скважина будет работать с постоянным расходом, равным $Q_н$, а затем с постоянным понижением, равным S_{max}.

По характеру питания водоносных горизонтов по площади (инфильтрация и перетекание) выделяются условия, когда это питание остается неизменным, равным естественному (до проходки горной выработки), или рассматривается схема, учитывающая изменение этих условий.

Наконец, фильтрационные процессы делятся на линейные и нелинейные. Процесс движения подземных вод следует считать нелинейным, если расчетные гидрогеологические параметры (проводимость, коэффициент пьезопроводности и т. д.) или граничные условия и плановое положение гидродинамических границ являются функцией от искомого (не заданного априорно) напора подземных вод. Типичным проявлением нелинейности первого рода является зависимость проводимости или расчетной водоотдачи безнапорного горизонта от изменяющейся глубины (напора) потока в той или иной точке водоносного пласта. Пример нелинейности второго рода — перемещение границы раздела напорной и безнапорной зон по мере осушения пласта, а нелинейности третьего рода — изменение граничных условий на контуре реки с закольматированным руслом в зависимости от снижения напора под рекой.

С учетом всех упомянутых аспектов типизации выделяются два основных класса расчетных схем: а) типовые схемы, т. е. такие, количественный анализ которых может быть полностью проведен на основе одних лишь конечных аналитических решений; б) сложные схемы, количественный анализ которых требует привлечения моделирования; к ним, в частности, относится большинство случаев расчета дренажных скважин вблизи карьеров, представляющих собой контуры стока.

Типовые схемы предполагают: а) простейшую геометрическую конфигурацию области фильтрации в плане; б) однородность и изотропность расчетной водоносной толщи; в) отсутствие дополнительного питания водоносного горизонта по площади; г) горизонтальное залегание водоупора (для безнапорных горизонтов); д) линейность процесса фильтрации; е) совершенство границ области фильтрации, соблюдение на них простейших граничных условий.

Таблица XVII-1

Соотношение потенциальных функций и фильтрационных сопротивлений

Характер и условия фильтрации	Выражение для потенциальной функции	Фильтрационное сопротивление	
		плоскопараллельный поток	осесимметричный поток
Напорный пласт с проводимостью $T = KM$	Пьезометрический напор H, м	$\frac{L}{T}$	$\frac{1}{2\pi T} \ln \frac{R}{r_к}$
Безнапорный горизонт с проводимостью $KH_{ср}$ ($H_{ср}$ — средняя глубина потока)	То же	$\frac{L}{KH_{ср}}$	$\frac{1}{2\pi KH_{ср}} \ln \frac{R}{r_к}$
Безнапорный горизонт, однородный по вертикали, на горизонтальном основании	$\frac{H^2}{2}$, где H — глубина потока	$\frac{L}{K}$	$\frac{1}{2\pi K} \ln \frac{R}{r_к}$
Безнапорный горизонтальнослоистый горизонт	$\varphi_г$ — функция Н. К. Гиринского	L	$\frac{1}{2\pi} \ln \frac{R}{r_к}$

Основная расчетная зависимость, применяемая для определения водопритоков к горной выработке в типовых условиях, имеет вид

$$Q = \frac{\varphi_1 - \varphi_2}{\Phi}, \qquad \text{(XVII-49)}$$

где Q — водоприток; φ_1 и φ_2 — значения потенциальной функции соответственно на внешней и внутренней границах рассматриваемого участка области фильтрации; Φ — фильтрационное сопротивление рассматриваемого участка области фильтрации *.

В табл. XVII-1 приведены основные соотношения потенциальных функций и соответствующих им фильтрационных сопротивлений для простейших (одномерных) случаев. Для двухмерных плановых потоков в приведенные формулы фильтрационных сопротивлений вместо L подставляется приведенная длина плоской ленты, а вместо R — расчетный радиус влияния.

Формула (XVII-49) используется при расчете водопритоков в условиях как установившегося, так и неустановившегося режимов фильтрации. В последнем случае фильтрационное сопротивление, определяемое расчетным радиусом влияния, изменяется во времени.

§ 3. Методы схематизации условий фильтрации

Схематизация условий фильтрации позволяет упростить расчетную схему, свести ее к типовой. Ниже рассмотрены основные методы схематизации сложных моделей.

Схематизация развития фильтрационных процессов во времени. В непосредственной близости от дренирующей выработки реальное нестационарное движение чаще всего может сводиться к квазистационарному; при оценке водопритоков это достигается введением понятия о радиусе квазистационарного режима $R_{кс}$, который определяется ориентировочной зависимостью [34]

$$R_{кс} \approx \sqrt{at} + r_к. \qquad \text{(XVII-50)}$$

При неизменных условиях на контуре дренажа в каждый заданный момент времени t можно рассматривать нестационарный процесс в пределах области радиуса $R_{кс}$ как серию мгновенных стационарных состояний. При наличии вблизи карьера границы обеспеченного питания притоки можно рассчитывать по формулам стационарной фильтрации по истечении времени

$$t \geqslant (R_* - r_к)^2/a, \qquad \text{(XVII-51)}$$

где R_* — расстояние от центра выработки до границы.

Схематизация потоков по режиму движения. Безнапорное движение при горизонтальном водоупоре может сводиться к эквивалентному напорному путем замены $KH^2 \to 2TH$ и $a_y \to a^*$. Поэтому большинство последующих формул приводится лишь для напорного режима. Напорно-безнапорная фильтрация должна в общем случае рассматриваться как частный случай безнапорной фильтрации в слоистой среде; при установившемся движении в планово-однородном пласте напорно-безнапорная фильтрация может сводиться к схеме безнапорного движения при горизонтальном водоупоре путем введения расчетной мощности потока $H_р$ [34]

$$H_р = \sqrt{2MH^* - M^2}. \qquad \text{(XVII-52)}$$

Такая подстановка справедлива и для расчетов неустановившейся фильтрации в зоне квазистационарного режима при условии [7]

$$0{,}3 < \frac{1}{H^* - M}\sqrt{\frac{a^* M\mu}{K}} = A < 3. \qquad \text{(XVII-53)}$$

---

* Условные обозначения и размерность в формулах те же, что и в разделе *А* и гл. XIV, XV и XVI.

При $A \leqslant 0{,}3$ расчет можно вести по обычным формулам напорного режима, а при $A > 3$ — по формулам безнапорной фильтрации.

Схематизация профильной структуры фильтрационных потоков. Расчетная *схема плановой фильтрации* в пределах всего фильтрующего разреза может использоваться в профильно-неоднородных водоносных пластах при соотношении проводимостей отдельных слоев (вдоль напластования) менее 10 : 1. Предположение о плановом характере фильтрации дает заметную погрешность при оценке напоров в зонах, прилегающих к выработкам; размеры этих зон
для напорного потока

$$L_д \approx 1{,}5M\sqrt{K_x/K_z}, \qquad \text{(XVII-54)}$$

для безнапорного потока

$$L_д \approx 1{,}5H_{L_д}\sqrt{K_x/K_z}, \qquad \text{(XVII-55)}$$

где $H_{L_д}$ — мощность безнапорного потока на удалении $L_д$ от границы.

Оценка притоков к несовершенным выработкам по схеме плановой фильтрации справедлива лишь после их приведения к совершенным.

При соотношениях проводимостей отдельных слоев более 10 : 1 движение в слабопроницаемых слоях может считаться нормальным к напластованию (схема с перетеканием).

Схематизация разрезов фильтрующих толщ. Схематизация слоистых толщ проводится в зависимости от соотношения проницаемостей отдельных слоев. При малых соотношениях проводимостей (менее 10 : 1—5 : 1) неоднородный водоносный пласт может заменяться однородным.

При напорном движении приведение *слоистой толщи к однородной* осуществляется путем суммирования проводимостей отдельных слоев:

$$T_{ср} = \sum_{i=1}^{i=n} K_i M_i, \qquad \text{(XVII-56)}$$

где n — число слоев.

Средний коэффициент пьезопроводности определяется формулой [23]

$$a_{ср} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} K_i M_i}{\sum_{i=1}^{i=n} K_i M_i / a_i}. \qquad \text{(XVII-57)}$$

Для безнапорного движения при горизонтальном залегании слоев вводится функция Н. К. Гиринского [8]:

$$\varphi_Г = \sum_{i=1}^{i=n} K_i M_i (H - z_i), \qquad \text{(XVII-58)}$$

где H — мощность безнапорного потока в рассматриваемой точке; z_i — расстояние от середины каждого слоя до горизонтального водоупора (рис. XVII-7).

Средний коэффициент уровнепроводности определяется по формуле

$$a_{у\,ср} = \frac{(KM_{ср})}{\mu_{ср}}, \qquad \text{(XVII-59)}$$

где $(KM)_{ср}$ определяется как среднее *арифметическое значение* суммарных проводимостей в граничных сечениях.

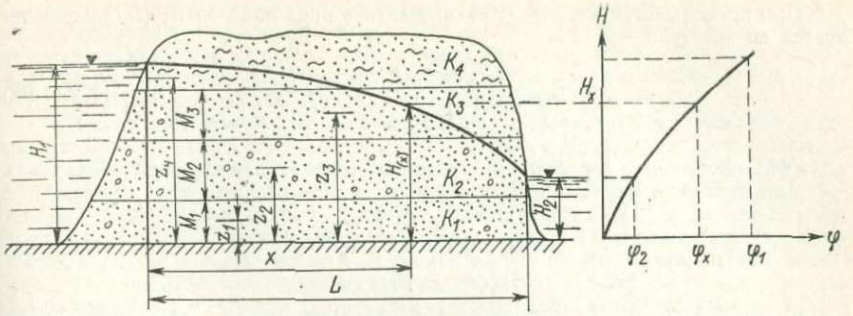


Рис. XVII-7. Схема для расчета безнапорной фильтрации в условиях многослойной толщи.

Для определения $\mu_{ср}$ рекомендуется формула [34]

$$\mu_{ср} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} \sqrt{\mu_i \sum_{1}^{m} K_m M_m}}{\sum_{i=1}^{i=n} \sqrt{\frac{K_i M_i}{\mu_i}}}. \qquad \text{(XVII-60)}$$

Если более проницаемый слой перекрывается менее проницаемым (при соотношении проводимостей более 10 : 1), в пределах которого в основном располагается депрессионная поверхность, то можно считать, что расчетная проводимость равна проводимости нижнего слоя, а расчетная водоотдача равна водоотдаче верхнего слоя. При соотношениях проводимостей, превышающих 20 : 1—10 : 1, слабопроницаемый слой принимается за относительный водоупор; при необходимости может учитываться перетекание через этот слой или поступление воды из него.

В целях учета уклона водоупора (для безнапорных потоков) для условий установившегося движения расчет можно вести по формулам напорной фильтрации при замене мощности потока M на среднюю мощность безнапорного потока $(H_m + H_k)/2$, где индексы m и k относятся к двум расчетным сечениям.

Схематизация плановой структуры фильтрационных потоков. Приведение двухмерных потоков к одномерным целесообразно осуществлять после предварительного деления области фильтрации на ряд фрагментов, каждый из которых может рассчитываться обособленно. Границами таких фрагментов являются линии тока, природные границы пласта и внутренние границы области фильтрации (контур выработки). Согласно принципу недеформируемых линий тока можно полагать, что конфигурация линий тока за весь расчетный период мало меняется во времени. Поэтому построение линий тока можно производить на стационарных моделях из электропроводной бумаги или приближенно, графическим путем; в последнем случае исходят из того, что каждая из линий тока должна пересекать все изогипсы (линии равных напоров) под прямым углом.

Выделенные ленты тока приводятся к эквивалентным плоским лентам посредством формулы [34]

$$x_р = n \frac{B_к}{(B/l)_{ср}}, \qquad \text{(XVII-61)}$$

где $(B/l)_{ср}$ — среднее отношение ширины отсека ленты к его длине, которое для однородных сред является постоянным вдоль всей ленты; n — число отсеков ленты в расчетном интервале $x_д$; $x_д$ и $x_р$ — действительное и расчетное расстояние от контура горной выработки до рассматриваемой точки потока.

При проводимости потока, изменяющейся в пределах ленты, $(B/l)_{ср}$ определяется по формуле

$$(B/l)_{ср} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{K_i M_i}{KM} \frac{B_i}{l_i}, \qquad \text{(XVII-62)}$$

где KM — выбранная расчетная проводимость (одинаковая для всей ленты тока).

Для безнапорных потоков

$$(B/l)_{ср} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{K_i B_i}{K l_i}. \qquad \text{(XVII-63)}$$

В дальнейшем расчет ведется по основной формуле одномерного плоскопараллельного потока (XVII-49) при подстановке в нее вместо действительных расстояний $x_д$ приведенных значений $L = x_р$.

Схематизация геометрических очертаний и строения области фильтрации в плане. Схематизация внешних геометрических очертаний области фильтрации в плане производится применительно к расчетным моментам времени.

Схема неограниченного пласта может использоваться при выполнении условия

$$t < R_*^2/(\pi a), \qquad \text{(XVII-64)}$$

где R_* — кратчайшее расстояние от контура дренажа до границ пласта.

Для бóльших значений времени учитывается влияние соответствующих границ пласта. В этом варианте реальная геометрия области приводится по возможности к типовой.

Схематизация плановых очертаний горных выработок (дренажных контуров) проводится в зависимости от используемых расчетных схем. При сведении двухмерной плановой фильтрации к одномерной плоскопараллельной дренажный контур в пределах каждой расчетной ленты принимается прямолинейным. При использовании принципа большого колодца (§ 5) выработка приводится к круговой с приведенным радиусом $r_к$ [34]:

$$r_к = \eta\,(d + b)/4. \qquad \text{(XVII-65)}$$

Значения η в зависимости от отношения b/d определяются по табл. XVII-2.

Таблица XVII-2

Значения η

b/d	η	b/d	η
0,05	1,05	0,3	1,444
0,1	1,08	0,4	1,16
0,2	1,12	0,5	1,174

Для выработок или контуров сложной формы [38]

$$\lg r_к = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \lg r_i, \qquad \text{(XVII-66)}$$

где r_i — расстояния от расчетной точки (например, центр выработки) до характерных точек на периметре выработки (например, угловые и серединные точки); n — число характерных точек на периметре выработки.

Схематизация строения области фильтрации в плане в условиях установившейся фильтрации осуществляется приведением фильтрационных толщ, неоднородных в плане, к однородным путем построения лент тока и последующего приведения их к плоским. В условиях неустановившейся фильтрации такой прием допустим лишь в пределах области квазистационарного режима.

Схематизация условий на внешних границах области фильтрации. На внешних границах области фильтрации, представленных выходами наклонно залегающих напорных пластов под водообильные покровные отложения, обычно может приниматься условие первого рода ($H = \text{const}$). Если границей области фильтрации является река или водоем, то на них обычно также может приниматься условие вида $H = \text{const}$. Для рек с закольматированным руслом данное условие сочетается с учетом дополнительного опытного параметра ΔL; в этом случае выполнение условия $H = \text{const}$ должно контролироваться в процессе решения задачи путем сравнения удельного фильтрационного расхода потока на контуре реки q с максимально возможной пропускной способностью подрусловых отложений $q_{\max}$; если $q \geqslant q_{\max}$, то на контуре реки выполняется граничное условие второго рода:

$$-K\frac{\partial H^*}{\partial n} = q_{\max}, \qquad \text{(XVII-67)}$$

n — направление по нормали к контуру реки.

Условие второго рода может задаваться также на непроницаемых тектонических нарушениях, на участках выклинивания водоносного пласта ($q = 0$), а также на выходе наклонно залегающих напорных водоносных пластов на поверхность или под слабопроницаемые покровные отложения; в последнем варианте оно имеет вид

$$-K\frac{\partial H^*}{\partial n} = \omega B, \qquad \text{(XVII-68)}$$

где B — горизонтальная мощность наклонного пласта; ω — интенсивность инфильтрации.

Способы учета и схематизации условий на дренажных контурах. Замена рядов скважин фиктивными траншеями (метод фильтрационных сопротивлений). При расчетах фильтрации к линейным и контурным системам дренажных скважин часто оказывается удобным согласно методу эквивалентных фильтрационных сопротивлений заменить ряд скважин фиктивной совершенной траншеей. Для этого на контуре скважин вводится фиктивный напор (глубина), определяемый по следующим формулам [34]: для безнапорного движения

$$H_\Phi = \sqrt{H_c^2 + \frac{Q_c}{\pi K}\ln\frac{\sigma}{\pi d_c}}; \qquad \text{(XVII-69)}$$

для напорного движения

$$H_\Phi^* = H_c^* + \frac{Q_c}{2\pi T}\ln\frac{\sigma}{\pi d_c}. \qquad \text{(XVII-70)}$$

Выражение $\frac{1}{2\pi}\ln\frac{\sigma}{\pi d_c} = \Phi_к$ называется внутренним фильтрационным сопротивлением контура скважин; $H_\Phi\,(H_\Phi^*)$ примерно соответствуют средним глубинам (напорам) потока на линии скважин.

Дальнейший расчет ведется по формулам, выведенным для совершенных дрен (траншей). Исключением являются точки, удаленные от ряда скважин на расстояние, меньшее σ, когда уровни потока определяются по формуле

$$H = \sqrt{H_p^2 - \frac{2Q_c}{K}\Delta f}, \qquad \text{(XVII-71)}$$

где $H_р$ — *расчетная глубина, обусловленная действием фиктивной траншеи;* $\Delta f = \Phi_к$ — внутри скважины и

$$\Delta f = \frac{1}{2\pi} \ln\left(2 \sin \frac{\pi y}{\sigma}\right) \qquad \text{(XVII-72)}$$

— на линии скважин (y — расстояние от расчетной точки до ближайшей скважины); в частности, $\Delta f = -0{,}11$ для средней точки между скважинами.

Описанный прием применим в условиях как установившейся, так и неустановившейся фильтрации (по истечении некоторого переходного периода).

Приведение несовершенных скважин к совершенным, расположенным в однородных изотропных пластах. В напорном потоке учет гидродинамического несовершенства скважин — одиночных или расположенных друг от друга на расстоянии, превышающем мощность водоносного пласта, — производится путем введения расчетного радиуса скважины [34]

$$r_{сс} = \alpha r_с, \qquad \text{(XVII-73)}$$

где

$$\alpha = \exp\left[-\frac{1-\bar{b}}{\bar{b}}\left(\ln \frac{b}{r_с} - \varepsilon\right)\right]; \qquad \text{(XVII-74)}$$

ε — определяется по графику (рис. XVII-8) при $\bar{C} = c/(M-b)$; $\bar{b} = b/M$; b — длина фильтра; $\exp(-x) = l^{-x}$ — обозначение экспоненциальной функции. Длина фильтра, примыкающего к кровле или подошве пласта, находится по графику (рис. XVII-8).

Для скважин, действующих в условиях безнапорного потока, учет гидродинамического несовершенства осуществляется в принципе аналогичным образом при замене мощности потока M расчетной мощностью $H_м$ для безнапорного потока:

1) в общем случае $H_м$ определяется по формуле

$$H_м = \sqrt{H_с^2 + \frac{Q_с^0}{\pi K} \ln \frac{H_с}{r_с}}, \qquad \text{(XVII-75)}$$

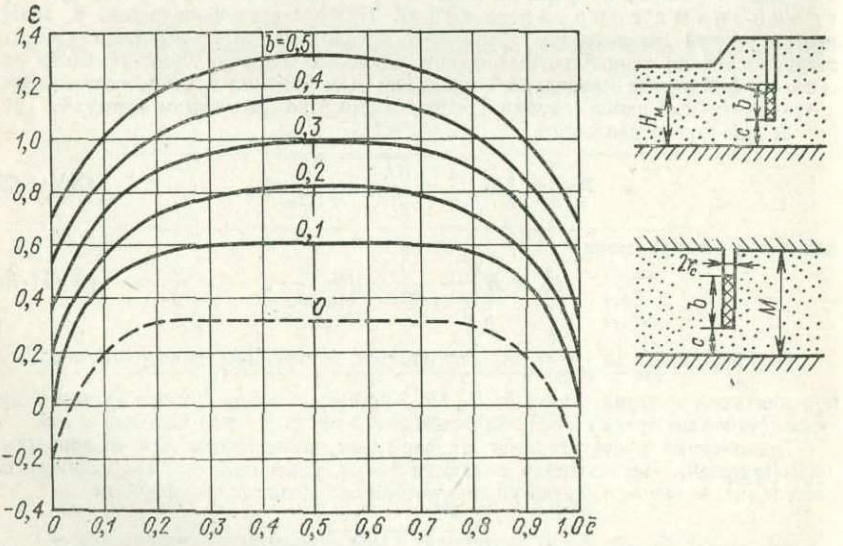


Рис. XVII-8. График для расчета приведенного радиуса несовершенной скважины.

где Q_c^0 — *дебит, который имела бы та же скважина, будучи совершенной;* H_c — глубина воды в скважине, отсчитанная от «водоупора»;

2) при расчете систем взаимодействующих скважин, работающих вблизи несовершенного карьера, значение $H_м$ целесообразно принимать равным требуемой глубине потока подземных вод под дном несовершенного карьера;

3) в случае совершенного карьера в качестве $H_м$ принимается глубина потока $H_ф$ между скважинами дренажного ряда, определяемая по формуле (XVII-69).

Для скважин, расположенных друг от друга на расстоянии, меньшем мощности водоносного пласта, расчетный радиус $r_{сс}$ определяется по формуле [34]

$$r_{сс} = \alpha\gamma r_c, \qquad \text{(XVII-76)}$$

где $$\gamma = \exp\left[\frac{1-0{,}96\sqrt[3]{\bar{\sigma}}}{\bar{\sigma}}\ln\sin\frac{\pi\bar{b}}{2}\right]; \qquad \bar{\sigma} = \frac{\sigma}{M}.$$

Приведение несовершенных карьеров и траншей, расположенных в однородных изотропных пластах, к совершенным. В однородных изотропных пластах несовершенные выработки *больших размеров в плане* ($2b > M$ *или* $2b > H_0$, *где* b — *ширина* выработки) можно рассчитывать как совершенные, если выполнено условие

$$\frac{M}{R_*} < 0{,}1 \quad \text{или} \quad \frac{H_0}{R_*} \leqslant 0{,}1, \qquad \text{(XVII-77)}$$

где R_* — минимальное расстояние до границы области фильтрации.

При расчете притоков по формуле (XVII-49) для траншей со сравнительно малыми поперечными сечениями $b < (0{,}5 \div 0{,}25)\,M$ или $b < (0{,}5 \div 0{,}25)\,H_0$ учет несовершенства осуществляется заданием на контуре траншей фиктивного *напора* [34]:

$$H_{2ф}^* = H_2^* + 0{,}73q/K \lg M/\pi r_{оф}. \qquad \text{(XVII-78)}$$

Для безнапорных горизонтов вводится фиктивный уровень

$$H_{2ф} = \sqrt{H_2^2 + 1{,}46\frac{q}{K}\lg\frac{H_0}{\pi r_{оф}}}. \qquad \text{(XVII-79)}$$

В формулах (XVII-78), (XVII-79) $r_{оф}$ — приведенный радиус траншеи, определяемый по зависимости (XVII-65); q — двусторонний приток.

Учет размеров участка высачивания. Для определения положения депрессионной поверхности на участке, непосредственно примыкающем к траншее, карьеру, необходимо учитывать наличие участка высачивания $h_в$. Размеры участка высачивания на откосах совершенного карьера определяются по формуле

$$h_в = \frac{q_0}{K}(m + 0{,}5), \qquad \text{(XVII-80)}$$

где m — заложение откоса выработки ($m > 1$).

При $0 < m < 1$ более точные результаты дает формула

$$h_в = 0{,}75\frac{q_0}{K}(m + 1). \qquad \text{(XVII-81)}$$

Для несовершенного незатопленного карьера размер участка высачивания определяется соотношением

$$\frac{q_0}{K} = \frac{h_в}{m}\left(1 + \frac{M_н}{h_в + \dfrac{0{,}45}{m}M_н}\right), \qquad \text{(XVII-82)}$$

где $M_н$ — мощность горизонта под дном карьера.

Размеры участка высачивания на стенках дренажного штрека определяются формулой [15]

$$h_в = 0{,}44\frac{q}{K}, \qquad \text{(XVII-83)}$$

где q — удельный односторонний приток к выработке.

Размеры участка высачивания для скважин с незатопленным фильтром (в том числе и взаимодействующих) определяются по формуле (XVI-26).

Наличие «гидравлического скачка» на контуре скважины обусловлено двумя факторами: резкой деформацией линий тока вблизи скважины и сопротивлением фильтра и дополнительным сопротивлением призабойной зоны (при наличии кольматации). Формула (XVI-26) учитывает только первый фактор, второй же фактор должен учитываться из результатов наблюдений за действующими скважинами.

§ 4. Общий порядок фильтрационного расчета

Основными исходными данными при фильтрационных расчетах осушения карьерного поля являются: а) сведения об орогидрографии района; б) материалы о геологическом строении района; в) материалы о гидрогеологическом строении района (основные водоносные горизонты, их распространение, уклон водоупора, значения мощностей и напоров и т. д.); г) фильтрационные параметры (коэффициенты фильтрации, коэффициенты уровнепроводности и пьезопроводности, водоотдача); д) данные об условиях питания и разгрузки водоносных горизонтов — положение контуров питания и стока, сведения об инфильтрационном питании, сведения о гидравлической взаимосвязи водоносных горизонтов между собой (параметры перетекания) и с поверхностными водоемами; е) данные о проницаемости покровных отложений на тех участках, где возможна дополнительная инфильтрация; ж) количество выпадающих атмосферных осадков, испарения; з) инженерно-геологическая характеристика пород; и) сведения о горных работах (развитие карьера в глубину и по площади, применяемое горное оборудование, график ведения горных работ и т. п.).

Для выбора исходных данных материалы по каждому водоносному горизонту представляются в виде специальных гидрогеологических карт: гипсометрии водоупорного ложа, гидроизогипс (пьезоизогипс), изомощностей обводненных пород, изменения водопроницаемости (коэффициентов фильтрации). Эти сведения дополняются планами и технологической схемой горных работ.

На основании анализа всех исходных данных о месторождении составляется гидрогеологическая схема области фильтрации: устанавливаются ее границы в плане и в разрезе и краевые условия в природной обстановке и в условиях нарушенного режима (при эксплуатации месторождения).

Для каждого из выделенных водоносных горизонтов составляется расчетная гидродинамическая схема. Если расчетная схема относится к категории сложных, то строится (приближенно) сетка движения, причем предполагается, что водоносный горизонт дренируется только самим карьером; намечаются характерные ленты тока. Далее определяются основные расчетные параметры для каждого водоносного горизонта: а) мощность и напор (или глубина потока для безнапорных горизонтов), уклон водоупора; б) расстояние до областей питания и стока; в) коэффициенты фильтрации и уровнепроводности или пьезопроводности; г) заданные понижения или заданный допустимый «проскок» к откосу (для совершенных карьеров); д) заданное время, в течение которого должен быть достигнут требуемый эффект.

В сложных условиях расчетные данные определяются для каждой из выделенных лент тока. Дальнейший расчет проводится для каждого выделенного водоносного горизонта в такой последовательности.

1. Определяется общий приток к карьеру, распределение притоков по участкам и их изменение во времени. Для первых этапов расчет должен вестись по формулам неустановившегося движения. Примерное время, необходимое для достижения установившегося режима в случае областей с фиксированными контурами обеспеченного питания, определяется согласно формуле (XVII-51). Для

безнапорных горизонтов с удаленными границами питания неустановившийся режим может иметь место в течение длительного периода эксплуатации карьера.

2. Оценивается возможность дополнительного (по сравнению с «естественными» условиями) питания горизонтов за счет инфильтрации и перетекания; для этого могут использоваться приближенные приемы:

а) для оценки суммарной дополнительной инфильтрации можно пользоваться формулой $Q_{\text{инф}} = \omega F$, где F — площадь инфильтрации, ω — удельная дополнительная (по сравнению с естественной) инфильтрация;

б) для оценки перетекания можно вести расчет по формуле

$$Q_{\text{пер}} = \sum_{i=1}^{i=n} K_{\text{в}} \frac{\Delta H_i^*}{M_{\text{в}}} F_i, \qquad \text{(XVII-84)}$$

где i — номер участка области фильтрации, в пределах которого удельный расход перетекания может быть принят постоянным; ΔH_i — разность напоров взаимодействующих горизонтов в пределах участка (без учета перетекания); F_i — площадь участка.

Если $Q_{\text{инф}}$ или $Q_{\text{пер}}$ соизмеримы с определенными ранее (без учета этих процессов) водопритоками, то необходимо провести более точный расчет с учетом инфильтрации и перетекания.

3. Полученные значения притоков оцениваются с точки зрения их влияния на условия ведения горных работ и устойчивость откосов; далее возможны два варианта:

а) если заградительного дренажа не требуется, то расчет заканчивается определением системы водоотвода в самом карьере, а также определением уровней в нескольких характерных точках вблизи борта карьера;

б) если проверка покажет необходимость заградительного дренажа, то проводится дальнейший расчет с целью выявления оптимальной схемы такого дренажа; для этого намечается несколько возможных рациональных вариантов, каждый из которых рассчитывается отдельно для характерных этапов работы карьера.

4. Для систем дренажных скважин сначала проводится приближенный расчет, а затем — уточняющий.

1. Приближенный расчет скважин, оборудованных насосами и обеспечивающих полное устранение высачивания в несовершенные карьеры, проводится по формуле

$$n = Q_{\text{у}}/Q_{\text{н}}, \qquad \text{(XVII-85)}$$

где n — необходимое число скважин; $Q_{\text{н}}$ — производительность насоса; $Q_{\text{у}}$ — общий приток к участку.

При этом следует напомнить о необходимости выполнения условия $H_{\text{с}} \geqslant 0$, что проверяется с помощью формул (XVII-69) при $H_{\text{ф}} = M$.

2. В случае совершенных карьеров предварительно определяется допустимый расход потока q_0, притекающего к откосу (исходя из допустимого языка оплывания) или к внутреннему дренажному контуру; затем следует определить требуемую σ.

3. Приближенный расчет поглощающих скважин, сквозных фильтров и иглофильтров в случае несовершенных карьеров следует проводить исходя из условия $H_{\text{ф}} = M_{\text{н}}$, где $H_{\text{ф}}$ определяется по формуле (XVII-69) или (XVII-70) при $Q_{\text{с}} = Q_{\text{у}}/n$.

Для совершенных карьеров расчет аналогичен случаю скважин, оборудованных насосами.

4. На основании прикидочных расчетов подбираются расстановка скважин и мощность насосного оборудования, после чего проводится уточняющий расчет.

§ 5. Определение водопритоков к открытым горным выработкам

Для определения общего водопритока в горную выработку в простейших (типовых) условиях может применяться формула большого колодца (XVII-49), в которой фильтрационное сопротивление Φ подсчитывается, как для осесимметричного движения (табл. XVII-1), причем под R понимается расчетный радиус влияния, а под $r_к$ — расчетный радиус выработки «большого колодца». Такой прием допустим при выполнении соотношений $\delta/R_* > 0{,}1$ (где δ — расстояние от центра выработки до ближайшей границы) и $\delta/r_к > 1$.

Формулы для определения расчетного радиуса влияния в случае установившегося режима фильтрации даны в табл. XVII-3.

Для неустановившегося движения в неограниченном пласте

$$R = r_к + \sqrt{\alpha a t}, \qquad \text{(XVII-86)}$$

где $\alpha = \pi$ — при быстром («мгновенном») снижении напора на контуре выработки и $\alpha = \dfrac{\pi + 4n}{(1+n)^2}$ — при аппроксимации снижения напора на контуре выработки формулой $S = bt^n$ [14].

Определение водопритоков к открытым горным выработкам в условиях установившегося движения. При отсутствии питания по площади общий водоприток к одиночной горной выработке определяется по формуле большого колодца (XVII-49).

Для определения общих притоков к взаимодействующим горным выработкам, приведенным к «большим колодцам», решается система уравнений:

$$\begin{aligned}
&Q_1' \lg R_1 + Q_2 \lg \frac{R_2}{\rho_{1-2}} + Q_3 \lg \frac{R_3}{\rho_{1-3}} + \cdots + Q_n \lg \frac{R_n}{\rho_{1-n}} = \\
&\qquad = D_1 + Q_1' \lg r k_1 \\
&\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \qquad \text{(XVII-87)} \\
&Q_1' \lg \frac{R_1}{\rho_{n-1}} + Q_2' \lg \frac{R_2}{\rho_{n-2}} + Q_3' \lg \frac{R_3}{\rho_{n-3}} + \cdots + Q_n' \lg R_n = \\
&\qquad = D_n + Q_n' \lg r_{kn},
\end{aligned}$$

где для напорного режима $D_i = 2{,}73 K M S_i$, для безнапорного $D_i = 1{,}36 K (2H_0 - S_i) S_i$; R_i и S_i — расчетный радиус влияния и понижение уровня для i-й выработки; ρ_{i-k} — расстояние между i-й и k-й выработками.

Для нахождения распределения притоков по участкам дренажных выработок следует вести расчет по выделенным лентам тока или применять моделирование.

Питание по площади может учитываться в рамках типовых схем лишь для некоторых частных случаев.

Дополнительная инфильтрация вдоль линейного контура или полосы в условиях плоскопараллельного движения учитывается добавлением к расчетным удельным притокам величины

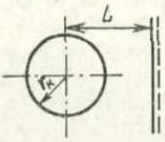
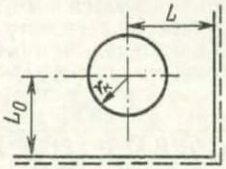
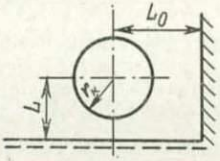
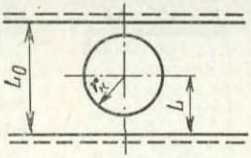
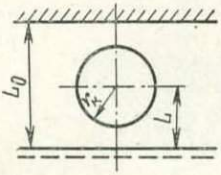
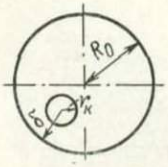
$$q_д = \omega_0 l_1/(l_1 + l_2), \qquad \text{(XVII-88)}$$

где ω_0 — интенсивность инфильтрации с 1 м контура (полосы); l_1 и l_2 — расстояния от контура до границы питания и дренажа.

Очаговая (локальная) дополнительная инфильтрация учитывается в виде фиктивной нагнетательной выработки с постоянным дебитом $Q = -\omega F$ (F — площадь участка инфильтрации); расчет ведется по формуле (XVII-87) для взаимодействующих выработок.

Определение притоков при питании (или разгрузке) водоносных горизонтов за счет перетекания представляется возможным для следующих типовых схем [34].

Формулы для определения радиуса

Расположение выработки	Схема	Формулы
У реки (у линейной границы с постоянным напором)		$R = 2L$
В углу между двумя границами с постоянным напором		$R = \dfrac{2LL_0}{\sqrt{L^2 + L_0^2}}$
В углу между границей с постоянным напором и непроницаемой границей		$R = 2L\sqrt{\dfrac{L^2}{L_0^2} + 1}$
Между двумя границами с постоянным напором		$R = \dfrac{2}{\pi} L_0 \sin \dfrac{\pi L}{L_0}$
Между границей с постоянным напором и непроницаемой границей		$R = \dfrac{4}{\pi} L_0 \operatorname{tg} \dfrac{\pi L}{2L_0}$
В круговой области с постоянным напором на границе		$R = R_0 - \dfrac{\delta^2}{R_0}$

Если поверхность уровня водообильного питающего горизонта может считаться горизонтальной (рис. XVII-9, *а*), то перетекание в случае неограниченного пласта учитывается в выражении радиуса влияния

$$R = r_к + 1{,}12/\sqrt{\xi}. \qquad \text{(XVII-89)}$$

Если уровень водообильного питающего горизонта переменный, а рассматриваемый горизонт неограниченный (рис. XVII-9, *б*), то осесимметричный приток к выработке, приведенной к «большому колодцу», рассчитывается по формуле

$$Q = 2\pi T\left[\left(\Delta H_2^* - I_н m_в\right)\sqrt{\xi} r_к \frac{K_1(r_к\sqrt{\xi})}{K_0(r_к\sqrt{\xi})} + A_0\right], \qquad \text{(XVII-90)}$$

где ΔH_2^* — разность уровней горизонтов на контуре дренажа; $I_н$ — начальный градиент для разделяющего водоупора; K_0, K_1 — функция Бесселя второго рода соответственно нулевого и первого порядка (определяется по приложению VI, т. 2); $\xi = K_в/(TM_в)$; $A_0 = Q_п/(2\pi K_п M_п)$; $Q_п$ — расход, поступающий в выработку из водообильного горизонта, индексы в и *п* относятся соответственно к разделяющему водоупору и водообильному горизонту

Приток в выработку, пройденную вблизи прямолинейной границы, при постоянном уровне питающего горизонта (рис. XVII-9, *в*) определяется по формуле

$$Q = \frac{2\pi TS}{K_0(r_к\sqrt{\xi}) \pm K_0(2R_*\sqrt{\xi})}, \qquad \text{(XVII-91)}$$

причем знак плюс берется в случае непроницаемой границы, а знак минус при наличии контура питания.

В прочих случаях, в целях учета перетекания через относительные «водоупоры» следует пользоваться методами моделирования.

Определение водопритоков при неустановившемся движении. Общий приток к выработке в неограниченном пласте при отсутствии дополнительного питания по площади может быть определен по схеме «большого колодца», где R (t) определяется формулой (XVII-86).

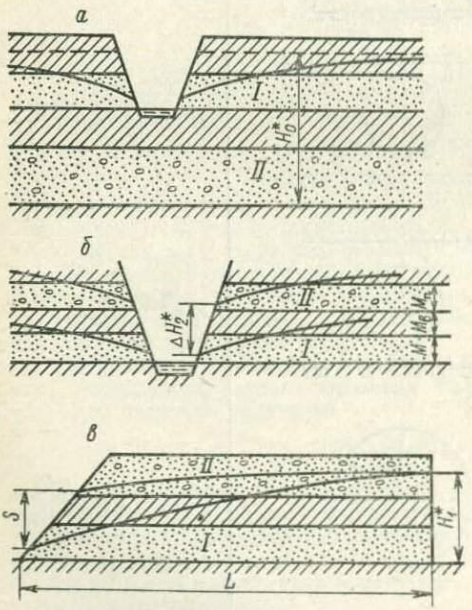


Рис. XVII-9. Схемы к расчету перетекания в многослойной толще.

Для плоскопараллельной фильтрации при отсутствии дополнительного питания по площади приток определяется по формулам [34]:

а) для полуограниченного потока, границей дренажа которого является сама выработка

$$q = \frac{T(H_2^{*\prime} - H_2^{*\prime\prime})}{\sqrt{\pi at}} + q_е; \qquad \text{(XVII-92)}$$

б) для потока, ограниченного выработкой и контуром с постоянным напором

$$q = \frac{T(H_2^{*\prime} - H_2^{*\prime\prime})}{L}[S_q(\tau) + 1] + q_е; \qquad \text{(XVII-93)}$$

в) для потока, ограниченного выработкой и слабопроницаемым контуром, на котором задан постоянный расход,

$$q = \frac{T\,(H_2^{*\prime} - H_2^{*\prime\prime})}{L}\,T_q(\tau) + q_e, \qquad \text{(XVII-94)}$$

где q_e — расход потока в естественных условиях; S_q, T_q — табулированные функции (рис. XVII-10 и XVII-11), $H_2^{*\prime}$, $H_2^{*\prime\prime}$ — первоначальный и «мгновенно» сниженный напоры на контуре выработки.

Формулы (XVII-92) и (XVII-93), рекомендуются к применению для сильно вытянутых выработок ($d/b > 5 \div 10$) при условии $t < d^2/(4\pi a)$.

В условиях плановой двумерной фильтрации возможно применение принципа недеформируемых лент тока; расчет заключается в следующем:

1) при однородном строении водоносного горизонта для первых этапов движения, пока влияние границ пласта практически не сказывается на водопритоках, оценки можно вести по принципу большого колодца при расчете $R\,(t)$ по формуле (XVII-86);

2) при $t > t_0 = R_{дб}^2/(\pi a)$, где $R_{дб}$ — кратчайшее расстояние до ближайшей границы пласта, расчет производится по выделенным лентам тока; для этого на плановой модели из электропроводной бумаги строится сетка движения и выделяются расчетные ленты, как для квазистационарного режима фильтрации. Для повышения точности расчета сетку движения целесообразно строить на несколько моментов времени, учитывая деформацию лент во времени. На каждый момент времени поле фильтрации ограничивается внешними контурами, расстояние до которых определяется значением условного радиуса влияния $R\,(t)$, или фиксированными границами пласта (областью обеспеченного питания или непроницаемой границей);

3) в пределах каждой из лент по формуле (XVII-86) определяется положение условного контура питания для нескольких характерных моментов времени t_1, t_2, t_n, где $t_1 = t_0$, а t_n находится из условия $R\,(t_n) = R_{дл}$, $R_{дл}$ — расстояние от карьера до внешней границы ленты, взятое по средней линии тока;

4) для выделенных таким образом участков ленты тока, имеющих длины, равные $R\,(t_1)$; $R\,(t_2)$; ...; $R\,(t_n) = R_{дл}$ (начало отсчета на контуре выработки), определяется расчетная длина ленты по формуле (XVII-61);

5) расчет притока к выработке в пределах ленты ведется по формуле (XVII-49).

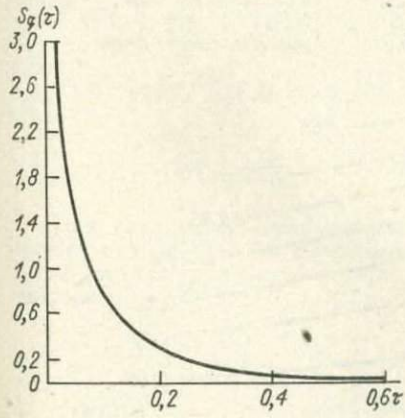


Рис. XVII-10. График функции $S_q\,(\tau)$.

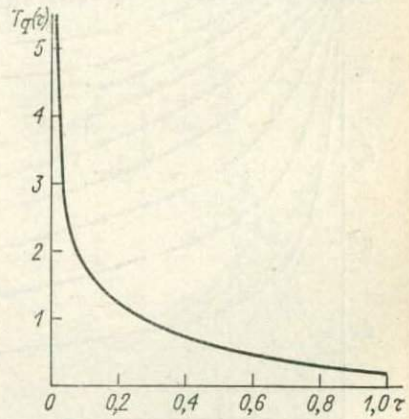


Рис. XVII-11. График функции $T_q\,(\tau)$.

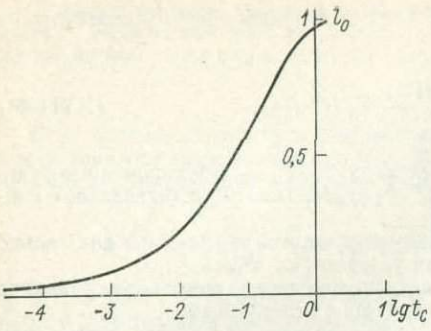


Рис. XVII-12. График функции $l_0 = f(\lg t_c)$.

Если внешняя граница ленты представлена непроницаемым контуром, то расчет притока к выработке на моменты времени $t > t_n$ производится по формуле (XVII-94).

Учет некоторых дополнительных факторов при расчетах водопритоков. При перемещении фронта работ для условий плоскопараллельной фильтрации расчет может осуществляться с помощью формулы [34]

$$q = K\frac{H_1^* - H_2^*}{al_0}v. \quad \text{(XVII-95)}$$

Значение l_0 находится по графику (рис. XVII-12) в зависимости от $t_0 = v^2/(2a)t$. Формулой (XVII-95) можно пользоваться при условии

$$\frac{2al_0}{v} + vt < L, \quad \text{(XVII-96)}$$

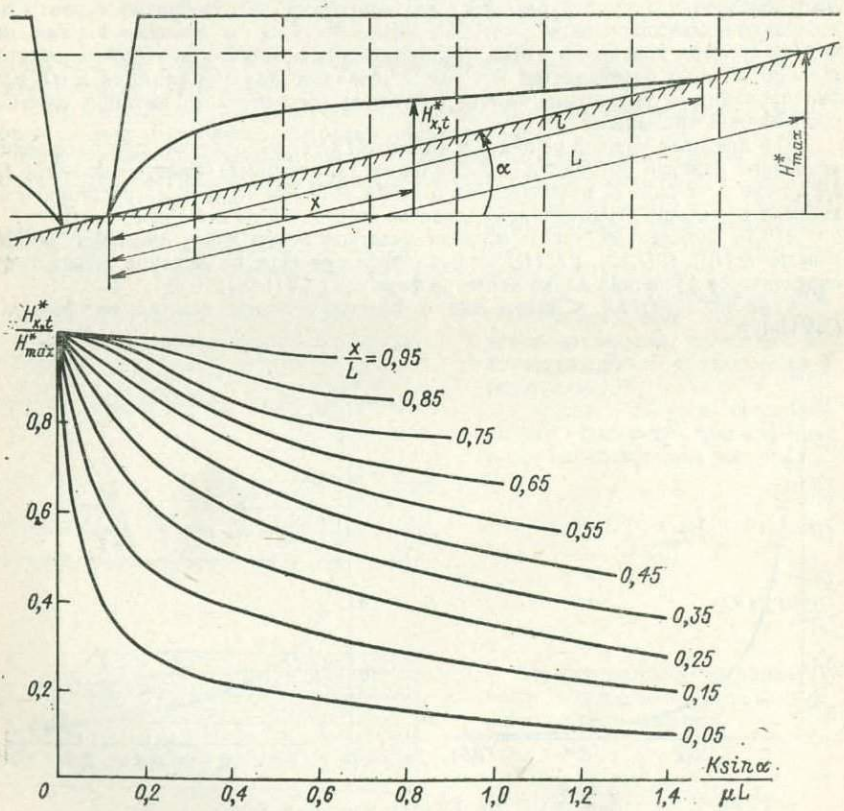


Рис. XVII-13. Схема и график к расчету нелинейной фильтрации с учетом уклона водоупора.

где L — первоначальное расстояние от выработки до области питания. При $t_0 > 1$ можно считать

$$q = \frac{T(H_1^* - H_2^*)}{a} v = \text{const}. \qquad \text{(XVII-97)}$$

При перемещении контура обводненности пласта в мульдообразно залегающих водоносных толщах, характеризующихся слабым питанием по площади и безнапорным режимом, расчет притоков производится с помощью графиков, полученных электромоделированием [34] и приведенных на рис. XVII-13. Время полного истощения статических запасов для условий плоскопараллельной фильтрации определяется формулой

$$t \approx 2\mu L/K \sin \alpha, \qquad \text{(XVII-98)}$$

где α — угол падения водоупора.

Для случая напорного движения изменение длины области фильтрации l определяется зависимостью

$$l = L - \frac{K \sin \alpha}{\mu} t. \qquad \text{(XVII-99)}$$

§ 6. Фильтрационный расчет дренажных скважин

Дренажные скважины могут работать либо с заданным расходом, либо с заданным понижением, поэтому приводимые ниже методы расчета дифференцируются в зависимости от граничных условий на скважинах. При расчетах в качестве первого ориентира используются результаты предварительных упрощенных оценок. Приводимые в этом параграфе формулы могут применяться и для расчета наклонных скважин, пройденных с отклонением до 25° от вертикали.

Расчеты установившейся фильтрации в типовых условиях. При заданных дебитах скважин расчет уровней ведется по формуле [34]

$$H^* = H_0^* - \frac{1}{T} \sum_{i=1}^{i=n} Q_{ci} f_i, \qquad \text{(XVII-100)}$$

где Q_{ci} — дебит i-й скважины; f_i — функция понижения от действия i-й скважины (табл. XVII-4, рис. XVII-14); на стенке скважины $f_i = f^\circ$; H_0^* — первоначальный напор в точке заложения скважины.

В частности, для равнодебитных скважин

$$H^* = H_0^* - \frac{Q_c}{T} \sum_{i=1}^{i=n} f_i. \qquad \text{(XVII-101)}$$

При заданных уровнях скважин расчет их дебитов осуществляется путем решения системы из k уравнений вида

$$\sum_{i=1}^{i=n} Q_{ci} f_i^k = T\left(H_{0ск}^* - H_{ск}^*\right), \qquad \text{(XVII-102)}$$

где f_i^k — функция понижения от действия i-й скважины для точки расположения k-й скважины ($k = 1, 2, 3 \ldots$).

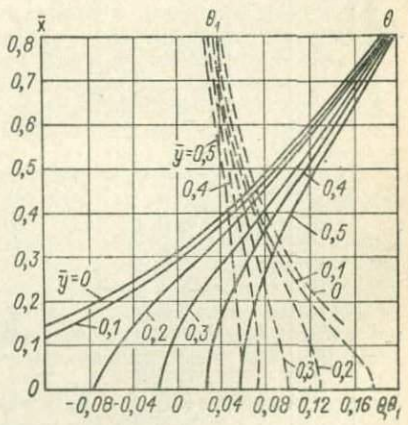
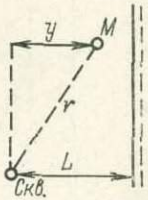
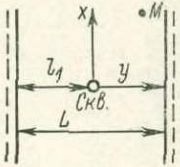
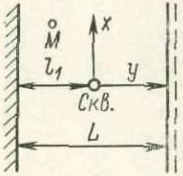
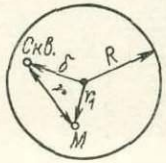


Рис. XVII-14. График функций θ и θ_1.

Определение функций f_c° и f_i для различных расчетных схем *Таблица XVII-4*

Расположение скважины	Схема	f_c°	f_i (в точке M)
В полуограниченном пласте (линейная граница с постоянным напором)		$f^\circ = 0{,}367 \lg \frac{2L}{r_c}$	$f = 0{,}367 \lg \frac{\sqrt{4L^2 - 4Ly + r^2}}{r}$
Между двумя границами с постоянным напором		$f^\circ = 0{,}367 \lg \left[\frac{2L}{\pi r_c} \sin \frac{\pi l_1}{L} \right]$	$f = \theta(\bar{x};\ 2\bar{l}_1 + \bar{y}) - \theta(\bar{x};\ \bar{y})$; $\bar{l}_1 = \frac{l_1}{L}$; $\bar{x} = \frac{x}{L}$; $\bar{y} = \frac{y}{L}$ (см. рис. XVII-14)
Между областью питания и непроницаемой границей		$f^\circ = 0{,}367 \lg \left[\frac{4L}{\pi r_c} \operatorname{ctg} \frac{\pi l_1}{2L} \right]$	$f = \theta_1(\bar{x};\ \bar{l}_1 + \bar{y}) + \theta_1(\bar{x};\ \lvert\bar{l}_1 - \bar{y}\rvert)$ $\bar{l}_1 = \frac{l_1}{L}$; $\bar{x} = \frac{x}{L}$; $\bar{y} = \frac{y}{L}$ (см. рис. XVII-14)
В круговом пласте с постоянным напором на контуре		$f^\circ = 0{,}367 \lg \frac{R^2 - \delta^2}{R r_c}$	$f = 0{,}367 \times$ $\times \lg \frac{\sqrt{R^2 + \frac{r_1^2 \delta^2}{R^2} - \delta^2 + r^2 - r_1^2}}{r}$

При большом числе скважин в этом случае расчет целесообразно вести на основании моделирования.

Расчет контурных систем скважин осуществляется с помощью предварительного построения лент тока. Особо можно выделить решения для следующих частных схем [34]:

а) бесконечный прямолинейный ряд скважин с одинаковыми уровнями вблизи прямолинейного контура питания (стока), параллельного ряду (например, вблизи реки)

$$Q_c = \frac{T\left(H_0^* - H_c^*\right)}{0{,}367 \lg \sigma/\pi d_c) + L/\sigma}; \qquad \text{(XVII-103)}$$

б) то же, между двумя параллельными границами с постоянными напорами (ряд между контуром питания и совершенным котлованом)

$$Q_c = \frac{T\left(H_0^* - H_c^*\right)}{0{,}367 \lg \dfrac{\sigma}{\pi d_c} + \dfrac{l_1 l_2}{\sigma\,(l_1 + l_2)}}; \qquad \text{(XVII-104)}$$

в) круговой контур равнодебитных скважин, оконтуривающих «сухой» несовершенный карьер в круговом пласте с радиусом R

$$Q_c = \frac{T\left(H_0^* - H^*\right)}{0{,}367 \lg\left[R^n/\left(n r_k^{n-1} r_c\right)\right]}. \qquad \text{(XVII-105)}$$

Во всех трех случаях для определения понижения в любой точке пласта целесообразно предварительно осуществлять замену дренажного контура фиктивной совершенной траншеей в соответствии с формулами (XVII-69)—(XVII-70).

Для расчета скважин с заданными расходами в условиях «перетекания» рекомендуется формула

$$S = \frac{1}{2\pi T} \sum_{i=1}^{i=n} Q_{ci} K_0\left(r_i \sqrt{\xi}\right), \qquad \text{(XVII-106)}$$

где r_i — расстояние от i-й скважины до расчетной точки, а остальные обозначения те же, что и в формуле (XVII-90).

Формула (XVII-106) справедлива при предположении, что уровень в водоносном горизонте, из которого идет «подпитывание», не меняется в процессе перетекания, это выполняется при относительно большой проводимости его.

Расчеты установившейся фильтрации в сложных условиях требуют привлечения моделирования. Ниже излагается упрощенный метод расчета для контурных и линейных систем скважин. Расчет ведется по выделенным лентам тока, для построения которых отметка уровней по дренажному контуру (карьеру) принимается равной: а) отметке подошвы карьера — для несовершенных «сухих» карьеров, б) отметке водоупора — для несовершенных незатопленных карьеров, в) отметке воды в карьере — для затопленных карьеров.

Важно подчеркнуть, что если карьер является контуром дренажа, то первоначальные уровни по контуру скважины (H_0 или H_c) определяются (расчетом или на модели) заранее исходя из дренажного эффекта самого карьера.

Расчет в пределах каждой ленты тока, предварительно приведенной к плоской, осуществляется по приведенным ниже формулам для бесконечного ряда скважин в полосообразном пласте. После такого расчета по формулам (XVII-69) или (XVII-70) определяются уровни по контуру скважин, затем вновь производится построение лент тока при этих уточненных уровнях и расчет повторяется заново. Обычно второго приближения оказывается достаточно для получения надежного результата.

Ниже даны основные формулы для расчета прямолинейных рядов скважин в полосообразном пласте, которые используются при расчетах в пределах ленты тока, приведенной к плоской.

А. Несовершенный незатопленный карьер. Расчет участка линейной водопонизительной установки ведется в такой последовательности:

1) определяется требуемый напор на линии контура скважин $H_ф$ исходя из необходимого понижения по площади карьера, удаленного от контура на расстояние x

$$\frac{H_к^* - H_ф^*}{x} = \frac{H_1^* - H_ф^*}{L_1}; \qquad \text{(XVII-107)}$$

2) определяется дебит скважины

$$Q_с = T\sigma\left(\frac{H_1^* - H_ф^*}{L_1} + \frac{H_2^* - H_ф^*}{L_2}\right), \qquad \text{(XVII-108)}$$

где L_1 и L_2 — расстояния от контура до границы питания (если задаваться расходом скважин, то из формулы (XVII-108) определяется требуемое расстояние между ними);

3) исходя из значений $H_ф^*$ и $Q_с$ можно определить уровень в скважине по формуле (XVII-70); если $H_с < 0$, то необходимо либо уменьшить расстояние между скважинами, либо проводить понижение контурной системой скважин;

4) расчет уровней в пределах ленты производится по формуле

$$H_x^* = H_1^* - (H_1^* - H_ф^*)(1 - x/L). \qquad \text{(XVII-109)}$$

Если скважины располагаются с обеих сторон карьера, значение $H_ф^*$ принимается соответствующим отметке дна карьера в пределах ленты $H_к^*$. Для расчета дебита в этом случае употребляется формула

$$Q_с = T\sigma\frac{H_1^* - H_к^*}{L}, \qquad \text{(XVII-110)}$$

а для расчета уровней вне контура — формула (XVII-109) при $H_ф^* = H_к^*$ (внутри контура уровни соответствуют $H_ф^*$).

Если $H_с^* < 0$ [$H_с^*$ получаем из выражения (XVII-70) при $H_ф^* = H_к^*$], то следует либо уменьшить расстояние между скважинами, либо проводить водопонижение двухконтурной системой.

Б. Совершенный карьер или несовершенный затопленный карьер. Расчет однорядной контурной установки проводится по формуле

$$Q_с = T\frac{\left[\frac{l_2}{L}(H_1^* - H_2^*) + H_2^* - H_с^*\right]}{\frac{l_1 l_2}{\sigma L} + 0{,}367\lg\frac{\sigma}{\pi d_с}}. \qquad \text{(XVII-111)}$$

Удельный расход потока, выходящего на откос борта карьера, определяют по формуле

$$q_0 = T\frac{H_1^* - H_2^*}{L} - Q_с\frac{l_1}{\sigma L}. \qquad \text{(XVII-112)}$$

Расчет ведется в следующем порядке:

1) задаваясь различными значениями σ, определяют $Q_с$ по формуле (XVII-111) и строят график $Q_с = f(\sigma)$;

2) с графика $Q_с = f(\sigma)$ снимают несколько парных значений $Q_с$ и σ, после чего строят график зависимости $q_0 = f_1(\sigma)$, где q_0 вычисляют по формуле (XVII-112);

3) исходя из допустимых (с точки зрения фильтрационных деформаций, § 5) значений q_0 или из принятого коэффициента заслона, пользуясь графиком $q_0 = f_1(\sigma)$, находят требуемую σ, а затем по графику $Q_с = f(\sigma)$ подбирают соответствующее значение $Q_с$.

Расчет неустановившейся фильтрации в типовых условиях. Для скважин с постоянным расходом основной является формула [34]

$$H^* = H^{*0} - \frac{1}{T}\sum_{i=1}^{i=n} Q_{ci} f_{t,\,i}, \qquad \text{(XVII-113)}$$

где $f_{t,\,i}$ — функция понижения при неустановившемся режиме (табл. XVII-5, рис. XVII-15).

При $L^2/4at < 0{,}5$ для схемы 2 и при $L^2/4at < 0{,}1$ для схемы 3 режим может считаться установившимся. Для определения функции понижения в самой скважине следует принимать $r = r_c$, $r' = 2l_1$, $r'' = 2l_2$, $x = 0$, $y = 0$.

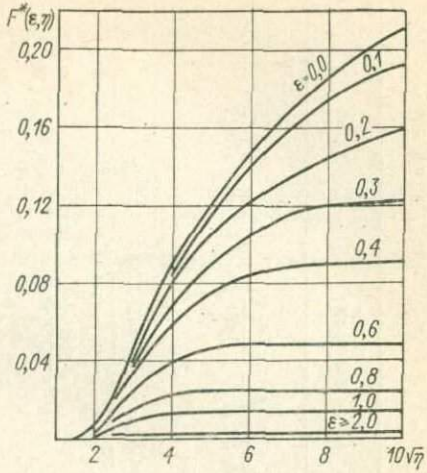


Рис. XVII-15. График функции $F^*(\varepsilon, \eta)$.

Расчет водопонизительных контуров, приведенных к схеме «большого колодца», может производиться по формуле (XVII-49), как для одиночной скважины при замене Q_c на общий расход установки, в частности, при определении напора $H^*_к$ в центре установки функция понижения принимает вид

$$f_t = -\frac{1}{4\pi}\left[E_i\left(-\frac{r_к^2}{4at}\right) - E_i\left(-\frac{R^2}{4at}\right)\right], \qquad \text{(XVII-114)}$$

где R находится по табл. XVII-3.

Схемой «большого колодца» можно пользоваться для расчета уровней в центре «колодца» $H^*_к$; для расчета уровней в любой точке, расположенной внутри «колодца», при $at/r_к^2 > 3{,}5$; для расчета уровней в точках, расположенных вне «колодца» и удовлетворяющих условию $r/r_к > 1{,}5$ — при $at/r_к^2 > 5$.

Проверочный расчет на максимальное понижение в скважинах контура должен проводиться по общей формуле (XVII-69) при замене $H^*_ф$ на $H^*_к$ (для $at/r_к^2 > 3{,}5$).

Для определения функции понижения от работы n скважин, включаемых в разное время и меняющих свой дебит по заданному ступенчатому графику, пользуются формулой

$$f_t = \sum_{i=1}^{i=n} f_{t,\,i} = \ln\frac{2{,}25at_{пр}}{\rho_S^2}, \qquad \text{(XVII-115)}$$

где

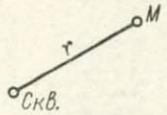
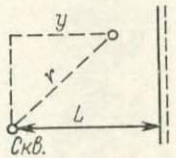
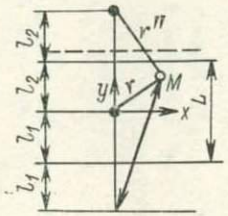
$$\ln t_{пр} = \sum_{i=1}^{i=n} \alpha_i, \ln t_p + \sum_{i=1}^{i=n} \alpha_{i,\,2} \ln(t_p - t_{i,\,1}) + \cdots; \quad \lg \rho_s =$$

$$= \frac{1}{Q_{сум}} \sum_{i=1}^{i=n} Q_{i,\,j} r_i;$$

$i = 1, 2 \ldots n$ — номера скважин; r_i — расстояние от данной точки (где определяется понижение) до i-й скважины; $t_{i,\,j}$ — время окончания j-го этапа работы

Таблица XVII-5

Определение функции f_t

Расположение скважины	Схема	Формулы
В неограниченном пласте		$f_t = -\frac{1}{4\pi} E_i\left(-\frac{r^2}{4at}\right)$ при $\frac{L^2}{4at} > 0{,}5$
У прямолинейного контура питания (стока)		$f_t = \frac{1}{4\pi}\left[E_i\left(-\frac{4L^2 - 4Ly + r^2}{4at}\right) - E_i\left(-\frac{r^2}{4at}\right)\right]$ при $\frac{L^2}{4at} \geqslant 4$
В полосообразном пласте с одним контуром питания (стока) и одним непроницаемым контуром		$f_t = \frac{1}{4\pi}\left\{E_i\left[-\frac{(r'')^2}{4at}\right] - E_i\left[\frac{(r')^2}{4at}\right] = E_i\left[-\frac{r^2}{4at}\right]\right\}$ при $4 > \frac{L^2}{4at} > 0{,}1$ $f_t = f = -2\sin\frac{\pi l_2}{2L}\sin\frac{(\pi l_2 y)}{2L} F^*\left(\frac{x}{2L};\ \frac{4L^2}{at}\right) -$ $-\frac{2}{3}\sin\frac{3\pi l_2}{2L}\sin\frac{3\pi(l_2 - y)}{2L} F^*\left(\frac{3x}{2L};\ \frac{4L^2}{9al}\right);$ F^* (см. рис. XVII-15)
В пласте с круговым непроницаемым контуром		$f_t = \frac{1}{2\pi}\left(2\frac{at}{R_к^2} + \ln\frac{R_к}{r} - 0{,}75 + 0{,}5\frac{r^2}{R_к^2}\right)$

i-й скважины (время отсчитывается от начала работы первой скважины); $Q_{i,\,j}$ — расход i-й скважины на j-м этапе;

$$\alpha_{i,\,j} = \frac{Q_{i,\,j} - Q_{i,\,j-1}}{Q_{\text{сум}}};$$

$Q_{\text{сум}}$ — суммарный расход скважин в расчетный момент $t_{\text{р}}$.

Скважины с постоянным понижением рассчитываются по аналитическим зависимостям лишь в некоторых простейших случаях. Ниже приводятся зависимости для расчета рядов равноудаленных скважин.

Для одного ряда скважин в неограниченном пласте формулы имеют вид [34]

$$Q_{\text{с}} = \frac{T\left(H_0^* - H_{\text{с}}^*\right)}{\Phi_{\text{к}} + R_{\text{р}}/(2\sigma)}, \qquad \text{(XVII-116)}$$

где $R_{\text{р}}$ — приведенный радиус влияния $\left(R_{\text{р}} \approx 1{,}5\sqrt{at}\right)$;

$$H^* = H_0^* - (H_0^* - H_{\text{с}}^*)\frac{R_{\text{р}} - x}{R_{\text{р}} + 2\sigma\Phi_{\text{к}}}; \qquad \text{(XVII-117)}$$

x — расстояние от точки, в которой определяется уровень, до ряда.

Формулы (XVII-116) и (XVII-117) применимы лишь при $t < \frac{1}{4}\frac{B^2}{\pi a}$, где B — длина ряда.

Для двух параллельных рядов скважин в неограниченном пласте, находящихся на расстоянии $2L$ друг от друга,

$$Q_{\text{с}} = \frac{T\left[(H_0^* - S_{\text{ф}}) - H_{\text{с}}^*\right]}{\Phi_{\text{к}}}, \qquad \text{(XVII-118)}$$

где $S_{\text{ф}}$ — среднее понижение на линии ряда, определяемое по графику (рис. XVII-16).

Понижение $S_{\text{к}}$ по линии, проходящей посередине между рядами, определяется по графику (рис. XVII-17). Формулой (XVII-118) и графиком (рис. XVII-16) следует пользоваться при

$$\frac{1}{4}\frac{B^2}{\pi a} > t > t_0 = \alpha^2\frac{\sigma^2\Phi_{\text{к}}^2}{a},$$

где α определяется из табл. XVII-6.

При $L/(\sigma\Phi_{\text{к}}) > 10$ $\alpha = (L + 2\sigma\Phi_{\text{к}})/(4a)$; при $t < t_0$ справедливы формулы (XVII-116) и (XVII-117).

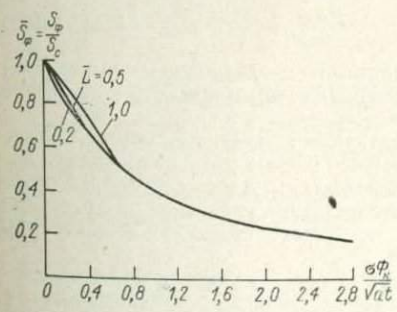


Рис. XVII-16. График для расчета понижений по линии дренажных скважин.

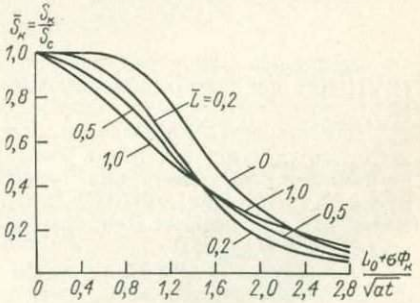


Рис. XVII-17. График для расчета понижений между рядами дренажных скважин.

Таблица XVII-6

Определение α по $L/(\sigma\Phi_к)$

$L/(\sigma\Phi_к)$	α	$L/(\sigma\Phi_к)$	α
2	1,3	8	4,6
4	2,5	10	5,7
6	3,5		

Группы отдельно стоящих скважин в неограниченных пластах могут приближенно рассчитываться по формулам (XVII-87) при подстановке в них радиуса влияния, определенного по формуле (XVII-86).

Приближенные расчеты для скважин, расположенных по некоторому контуру, можно проводить после выделения характерных лент тока по формулам установившегося движения, подставляя в них «неустановившийся радиус влияния», определяемый по формуле (XVII-86).

В прочих случаях, а также для уточнения результатов аналитических расчетов следует прибегать к моделированию.

§ 7. Расчеты других видов дренажных устройств

Расчет горизонтальных открытых и закрытых дрен. *В общем случае* расчет проводится аналогично открытым горным выработкам (§ 5). Ниже рассмотрен расчет параллельных взаимодействующих дрен.

При установившемся движении подземных вод расстояние σ между совершенными дренами (например, дренами под внутренними отвалами) определяется по формуле

$$\sigma = 2\sqrt{\frac{K}{\omega}\left(H_{max}^2 - H_2^2\right)}, \qquad \text{(XVII-119)}$$

где ω — интенсивность просачивания атмосферных вод (устанавливается опытным путем); для приближенных расчетов $\omega = 0{,}001 \div 0{,}002$ м/сутки в легких суглинках и супесях; $\omega = 0{,}002 \div 0{,}005$ м/сутки в песках (для средней полосы Советского Союза); H_{max} — максимально допустимое превышение уровня над «водоупором»; H_2 — превышение уровня в канаве над «водоупором».

Удельный приток воды к каждой дрене равен

$$q = \omega\sigma. \qquad \text{(XVII-120)}$$

Расстояние между несовершенными канавами определяется из выражения (XVII-119) при подстановке вместо H_2 значения $H_{2ф}$, определяемого по формуле (XVII-79) при $q = \omega\sigma$.

Для расчета параллельных дрен с различными отметками уровней рекомендуется следующий порядок оценок: 1) несовершенные дрены заменяются совершенными с уровнями в них $H_{2ф}$ ($H_{2ф}^*$), определяемыми в соответствии с формулой (XVII-78) или (XVII-79); 2) составляется система уравнений для расходов потока для совершенных дрен; 3) из полученной системы уравнений исключаются неизвестные $H_{2ф}$ ($H_{2ф}^*$).

При неустановившемся движении подземных вод без учета питания по площади система параллельных совершенных дрен, траншей, канав, вводимых в работу одновременно, рассчитывается [25] с помощью графика (рис. XVII-18).

Для дрен, вводимых в работу последовательно, если можно считать, что к моменту включения второй дрены фильтрации к первой дрене является установившейся, расчет [25] ведется по графику (рис. XVII-19).

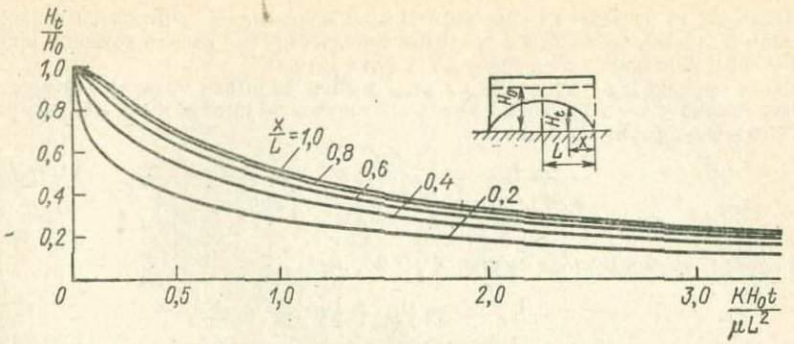


Рис. XVII-18. Схема и график к расчету осушения безнапорного водоносного горизонта двумя параллельными совершенными дренами

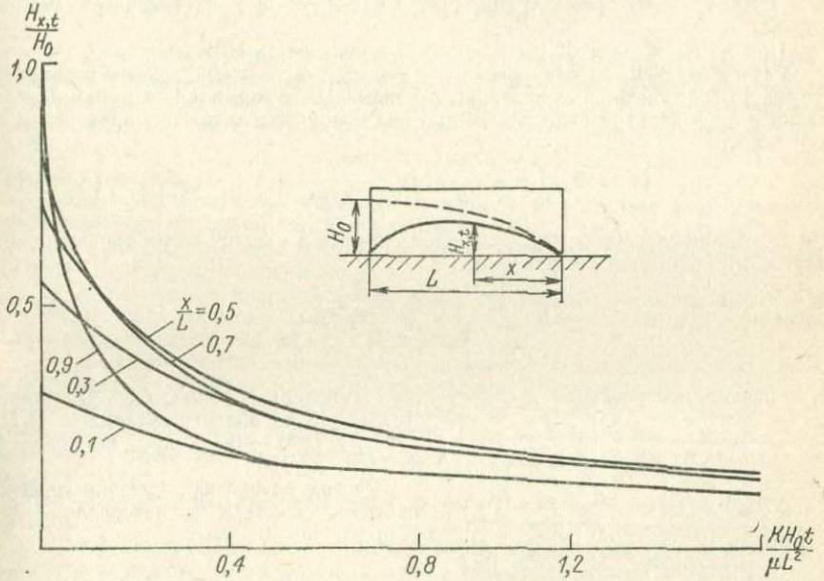


Рис. XVII-19. Схема и график к расчету осушения безнапорного водоносного горизонта совершенной дреной.

Эта схема отвечает, в частности, процессу истощения водоносного пласта на участке между бортом карьера и параллельной ему дренажной траншеей.

Для учета уклона водоупора можно воспользоваться графиком на рис. XVII-13.

Учет несовершенства дрен в рассмотренных условиях проводится путем фиктивного увеличения расстояния между дренами на

$$\Delta L = 1{,}46 H_2 \lg H_2/(\pi r_{оф}). \qquad \text{(XVII-121)}$$

Здесь обозначения те же, что и в формуле (XVII-79).

Расчет дренажных штреков. Если над дренажным штреком отсутствует нависание (высота штрека больше размеров участка высачивания), то расчет осуществляется, как для открытых горизонтальных дрен. Если над штреком имеется

«нависание», то расчетная схема должна быть изменена. Это относится главным образом к случаю, когда штрек проходится в слое, проницаемость которого ниже, чем у перекрывающего слоя (рис. XVII-20).

При выполнении соотношения $K_1/K_2 > 20 \div 30$ штрек практически не оказывает дренирующего действия на верхний горизонт и приток к нему можно рассматривать по формулам:

$$q = \frac{KH_д^*}{0{,}37 \lg\left[\operatorname{tg}\left(\frac{\pi}{8}\frac{(4l_1 - d)}{M}\right)\operatorname{ctg}\left(\frac{\pi}{8}\frac{d}{M}\right)\right]} \qquad \text{(XVII-122)}$$

для случая, изображенного на рис. XVII-20, *а*;

$$q = K\frac{(H_1^* - H_2^*)\frac{l}{M} + H_2^* - l - M_2}{0{,}37 \lg\left[\frac{4}{\pi}\frac{M_2}{d}\cos\frac{\pi(2l - M_2)}{2M_2}\right]} \qquad \text{(XVII-123)}$$

для случая, изображенного на рис. XVII-20, *б* (d — приведенный диаметр штрека).

При $K_1/K_2 < 20 \div 30$ рекомендуется использовать моделирование.

Расчет горизонтальных скважин *. Расчет дебита параллельных взаимодействующих горизонтальных скважин, закладываемых нормально к линии простирания откоса карьера непосредственно над водоупорным ложем, проводится по зависимости

$$Q_с = Q_{вн}\left(1 - \frac{2}{\pi}\arcsin\frac{1}{\operatorname{ch}(\pi l/\sigma)}\right) = Q_{вн}\delta, \qquad \text{(XVII-124)}$$

где l — длина скважины; $Q_{вн}$ — внешний приток к участку борта карьера шириной σ, определяемый по формуле

$$Q_{вн} = \frac{q_0\sigma}{1 - \frac{\sigma}{L}f_1\left(\frac{l}{\sigma}\right)}; \qquad \text{(XVII-125)}$$

q_0 — расход, поступающий к откосу при отсутствии скважин; L — расстояние от карьера до области питания ($L > l + \sigma$); $f_1(l/\sigma)$ — функция, вычисляемая по табл. XVII-7.

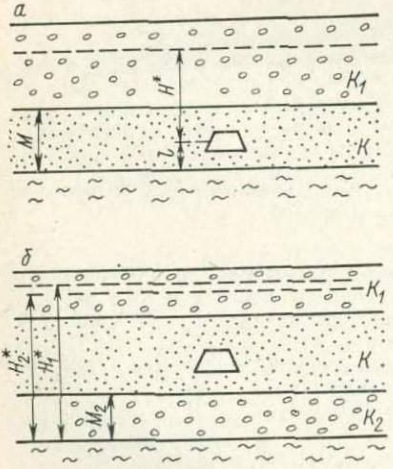


Рис. XVII-20. Схема к расчету притоков к дренажным штрекам.

Расход потока Q_0, высачивающегося на откос карьера в интервале $(-y_0; +y_0)$ равен

$$Q_0 = 2\frac{Q_{вн}}{\pi}\arcsin\frac{\operatorname{sh}(\pi y_0/\sigma)}{\operatorname{ch}(\pi l/\sigma)}, \qquad \text{(XVII-126)}$$

где sh и ch — обозначения гиперболических функций [39]. В частности, удельный расход высачивания в средней точке между скважинами определяется по формуле

$$q_{уд} = q\frac{1}{\operatorname{ch}\pi l/\sigma}. \qquad \text{(XVII-127)}$$

* По приводимым формулам могут рассчитываться и наклонные скважины, пройденные под углами менее 15° к горизонту.

Таблица XVII-7

Определение функции $f_1(l/\sigma)$

l/σ	$f_1(l/\sigma)$	l/σ	$f_1(l/\sigma)$
0,25	0,008	1,5	1,29
0,5	0,29	2,0	1,78
1,0	0,78	2,5	2,28

Глубина потока по линии, проходящей посредине между скважинами, определяется из выражения

$$H_x = \sqrt{\frac{2Q_{вн}}{\pi K} \operatorname{arcsh} \frac{\operatorname{sh}(\pi x/\sigma)}{\operatorname{ch}(\pi l/\sigma)}}. \qquad \text{(XVII-128)}$$

Для скважин, буримых под углом к линии простирания борта, ориентировочный расчет можно вести по приведенным выше формулам. Приведенное решение с *некоторым приближением распространяется и на случай неустановившейся фильтрации;* для этого достаточно подставить в него вместо L значение $R = \sqrt{\pi a t}$ (при $R < L$), где t — время от момента вскрытия водоносного горизонта бортом карьера.

Можно рекомендовать следующий порядок расчета горизонтальных скважин, проектируемых на нерабочем борту карьера:

1) *определяется приток к откосу q_0 при отсутствии горизонтальных скважин* на несколько моментов времени;

2) определяется степень общей устойчивости откосов нерабочего борта с учетом возможного снижения гидростатических и гидродинамических сил посредством горизонтальных скважин и без такого учета;

3) при значительном расхождении полученных углов откоса целесообразно использовать горизонтальные скважины большой длины, с тем чтобы максимально снизить уровень вод в пределах «призмы возможного оползания», в противном случае скважины предназначаются лишь для ограничения фильтрационных деформаций, так что длина их может определяться только по техническим соображениям;

4) расстояние между скважинами целесообразно принимать равным $(0,5 \div 1,0)\,l$;

5) по формуле (XVII-126) определяется приток $Q_{вн}$; в тех случаях, когда расчет притоков q_0 ведется по выделенным лентам тока, в формулу (XVII-126) следует вводить «приведенные» расстояния.

6) по формуле (XVII-127) определяется максимально возможный удельный приток к откосу, пропущенный между скважинами $q_{уд}$;

7) полученные значения $q_{уд}$ сравниваются с критическими притоками *; если «проскок» недопустимо велик, то следует либо дополнительно предусмотреть горизонтальный прибортовой дренаж, либо уменьшить первоначально выбранное расстояние между скважинами;

8) по формуле (XVII-124) определяется приток к одной скважине Q_c;

9) по известным формулам гидравлики проверяется пропускная способность скважины при выбранном ее диаметре и максимальном расходе, равном Q_c;

10) по формуле (XVII-128) определяются ориентировочные уровни вблизи скважин.

Расчет вакуумных скважин и иглофильтров. Для вакуумных скважин можно рекомендовать вести расчет по формулам для скважин с заданным понижением, увеличивая понижение на значение вакуума $H^*_{вк}$. В частности, для случая, когда

* С точки зрения фильтрационных деформаций.

вакуумная установка расположена вблизи борта совершенного карьера, справедлива формула

$$Q_{\text{с}}^{\text{в}} = Q_{\text{с}}\left(1 + H_{\text{вк}}^{*}/S'\right), \qquad \text{(XVII-129)}$$

где $Q_{\text{с}}$ — расход скважин без вакуума, работающий при понижении S'.

Расчет притоков к иглофильтровым установкам производится аналогично расчету водопонижающих скважин с заданным понижением $S_{\text{н}}$, отсчитываемым от первоначального уровня на месте заложения иглофильтров.

Понижение $S_{\text{н}}$ определяется по формуле

$$S_{\text{н}} = H_{\text{вк}}^{*} - H_{\text{н}}^{*} - H_{\text{г}}^{*}, \qquad \text{(XVII-130)}$$

где $H_{\text{н}}^{*}$ — превышение оси насоса относительно несниженного уровня; $H_{\text{г}}^{*}$ — гидравлические потери (около 1,5—2,5 м).

Методика расчета вакуумных скважин и иглофильтров излагается в работах [9, 10, 35].

В заключение отметим, что прогноз водопритоков в условиях, отвечающих сложным расчетным схемам, производится с использованием аналоговой и вычислительной техники. В настоящее время для решения гидрогеологических задач используются в основном электрические модели, которые отличаются простотой в изготовлении, удобством в эксплуатации, наглядностью и невысокой стоимостью.

Широкому применению электрических моделей способствует серийный выпуск электроинтеграторов типа ЭГДА 9/60, ЭИНП 3/66, БУСЭ-70. Вопросы общей методики и техники электрического моделирования освещены в специальной литературе [11, 12, 21, 34, 38].

ГЛАВА XVIII

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ГИДРОДИНАМИКА ПРИ РАЗРАБОТКЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОДЗЕМНЫМ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕМ

§ 1. Общие положения

Извлечение металлов из руд с помощью специальных химических реагентов (восстановителей, окислителей, растворителей) применяется для сильно трещиноватых и слабопрочных руд, а также некондиционных руд и целиков, отвалов ранее перемещенных бедных руд, россыпей, перемытых старыми недостаточно совершенными способами, хвостов обогатительных предприятий.

Подземное извлечение металлов из коренных и россыпных месторождений может осуществляться посредством закачки химических реагентов в скважины и последующего извлечения раствора металла из тех же или других скважин; в дальнейшем из этого раствора выделяется чистый металл. Извлечение металла из отвалов некондиционных руд и хвостов выполняется посредством так называемого кучного выщелачивания, при котором на непроницаемом основании отсыпаются кучи, орошаемые сверху растворами окислителя-восстановителя и растворителями, причем это орошение может быть непрерывным или периодическим; полученный раствор металла отводится в раствороприемник и поступает на дальнейшую переработку. При кучном выщелачивании возможно применение и других схем фильтрации химического реагента, в том числе с использованием горизонтальных или вертикальных дрен и скважин.

Для осуществления подземного извлечения металлов в промышленном масштабе необходимо проведение на месторождении геологической разведки и специальных гидрогеологических, инженерно-геологических, горнотехнических и химико-технологических исследований (полевых и лабораторных). При подго-

товке и проведении подземного извлечения металлов из рудных залежей прежде всего необходима их разведка с раздельной оценкой запасов для кондиционной и некондиционной руды.

Далее необходимо детальное гидрогеологическое и инженерно-геологическое обследование залежи с определением степени и характера обводненности, содержания металлов в рудничной воде, пористости, трещиноватости и проницаемости рудного тела, его прочности на сжатие и разрыв, а также других физико-механических свойств руды. При проведении этих исследований в двух-трех скважинах должны быть выполнены специальные опытные работы по искусственному воздействию на рудное тело с целью его дробления и трещинообразования. После такого воздействия производится определение трещиноватости и проницаемости руды посредством налива, нагнетания или откачки воды из опытных скважин и опытов с индикаторами в них.

Затем производится исследование процесса извлечения металлов из руды в лабораторном перколяторе в виде цилиндрической фильтрационной колонны, в которую загружается руда приблизительно с той же трещиноватостью и проницаемостью, что и по данным испытания скважин. Далее осуществляется фильтрация окислителя-восстановителя и растворителя с определением концентраций металла и растворителя на выходе из колонны и построением кривых зависимости этих концентраций от времени (выходных кривых). Опыты в фильтрационной колонне проводятся при различных входных концентрациях растворителя, а также при двух-трех скоростях фильтрации, поддерживаемых в процессе опыта постоянными. Скорости фильтрации назначаются близкими к минимальной и максимальной скоростям при извлечении металлов через скважины. Если на выходе из колонны будет находиться значительное количество растворителя, не использовавшего своей растворяющей способности, то проводится отдельный опыт в условиях возврата фильтрата с выхода на вход в колонну. Опыты ведутся до полного извлечения металла, достижимого при данной пористости и трещиноватости руды, или до содержания металла в растворе, при котором последующее извлечение из него чистого металла экономически нерентабельно.

После лабораторных исследований проводятся полевые опыты подземного извлечения металла из рудной залежи. Они ведутся на опытно-промышленной установке по крайней мере из двух скважин, в которых ранее осуществлялось искусственное воздействие на пласт с целью повышения его трещиноватости и проницаемости. В зонах дробления бурятся специальные скважины. В одну из скважин производится нагнетание раствора химических реагентов, а из другой — откачка раствора металла. Дебиты обеих скважин в процессе опыта поддерживаются одинаковыми и постоянными. Рекомендуется проведение двух-трех таких опытов при разных дебитах скважин. Все опыты проводятся при найденных на лабораторном перколяторе оптимальных концентрациях окислителя-восстановителя и растворителя. Длительность полевых опытов подземного растворения и вымывания металлов определяется исходя из тех же критериев, что и при лабораторных испытаниях. В случае необходимости в скважине могут быть проведены опыты периодического нагнетания — откачки химических реагентов, нагнетания высокотемпературного растворителя, наложения на рудное тело электрического или магнитного поля и другие дополнительные эксперименты. По окончании лабораторных и полевых экспериментов технологами, гидрогеологами и горняками совместно выполняются расчеты промышленной установки извлечения металла и разрабатывается ее проект.

Аналогичные исследования ведутся и при извлечении металлов из отвалов. Ниже рассматриваются эти работы, излагаются схемы и режимы действия установок, теория и методы расчета подземного извлечения металлов.

§ 2. Способы дробления и трещинообразования в рудных залежах

Подземное извлечение металла с помощью специальных химических реагентов без предварительного разрушения руд возможно из коренных рудных залежей достаточно высокой проницаемости, россыпных месторождений в песчаных и

гравийно-галечных отложениях, рудных отвалов и хвостов с более или менее значительной степенью их дробления.

В малопроницаемых рудных залежах для извлечения металла необходимо искусственное дробление и трещинообразование в рудном теле в условиях его естественного залегания [5]. Дробление и трещинообразование в рудных залежах может осуществляться следующими методами.

1. Гидроразрыв рудного тела, осуществляемый посредством нагнетания в скважины воды при избыточных давлениях 100—300 кгс/см² с добавками на последней стадии процесса кварцевого песка или песчано-гравийной смеси, служащими для удержания трещин в раскрытом состоянии после снятия давления. Судя по опыту нефтедобывающей промышленности, где применяется гидроразрыв пласта, радиус трещинообразования вблизи скважин в зависимости от прочности пород колеблется от 5 до 20 м.

2. *Взрывы с помощью детонирующих шнуров и камуфлетных зарядов в скважинах*, а также взрывы большой мощности. Камуфлетные взрывы вызывают импульсные давления около 1—3 тыс. кгс/см². По данным геофизических исследований после этих взрывов дробление и трещинообразование в породах происходят в пределах радиуса от 10 до 30 м. Взрывы большой мощности приводят к образованию каверны, трубы обрушения, а также зоны дробления и повышенной трещиноватости пород общим радиусом в несколько сотен *метров. Радиус трещинообразования при таких взрывах приблизительно про*порционален кубическому корню из мощности заряда. Вне пределов зоны повышенной трещиноватости при взрывах образуется область сильно уплотненных и практически непроницаемых пород, где подземное извлечение металла без дополнительного дробления невозможно.

3. Применение гидро- или пневмоимпульсной техники, когда в скважинах после раскрытия трещин при гидроразрыве создаются импульсные давления около 0,2—2 тыс. кгс/см² и более, вызывающие удлинение и расширение трещин гидроразрыва и образование новых. Имеющиеся конструкции гидроимпульсных устройств Войцеховского и другие не приспособлены для применения в скважинах, и возможный радиус трещинообразования при их действии еще не установлен. В скважинах с помощью четырех ступенчатых компрессоров при давлении до 200 кгс/см² осуществляются так называемые пневмоудары, резко уменьшающие кольматацию пород, что приводит к увеличению дебитов скважин в 3—8 раз. Для образования искусственной трещиноватости в рудном теле требуется повышение импульсных давлений пневмоудара до 1—2 тыс. кгс/см².

4. Высоковольтный разряд (электрогидравлический удар) в скважинах. В СССР для этих целей применяются установки ЭГУ-69, ЛИСИ, Водоканала и др. С их помощью осуществляется электрический разряд при напряжении до 60 кв и обеспечивается повышение давления в скважинах до 50—60 кгс/см². Радиус действия ЭГУ составляет несколько метров. Поэтому они могут использоваться для устранения кольматации призабойной зоны нагнетательных и эксплуатационных скважин. Опыт применения установок ЭГУ для этих целей в водяных скважинах показал, что дебит их увеличивается в 1,5—2 раза. Для трещинообразования в рудном теле необходимы значительно бóльшие давления, вызываемые электрогидравлическим ударом.

5. Вибрации с помощью мощных виброагрегатов, близких по конструкции к вибраторам, применяемым для вибропогружения свай и шпунта. При правильно подобранных амплитудах и частотах колебаний виброагрегаты в состоянии образовать вокруг скважины трещины в радиусе до 5—*10* м. *Они* могут применяться для декольматации призабойной зоны скважин, а также и для опережающего трещинообразования на отдельных участках рудного тела. Преимуществом этого метода являются простота конструкции установки, возможность автоматизации и дистанционного управления виброагрегатами.

Методы искусственного дробления и трещинообразования в рудных залежах применяются до начала основного геотехнологического процесса подземного *извлечения металлов. Гидроразрыв и создание импульсов высокого давления* могут проводиться при нагнетании в скважины химических реагентов, и тогда процессы трещинообразования и извлечения металлов совмещаются друг с другом.

Применение гидроразрыва и особенно гидроимпульсной техники требует обеспечения необходимой прочности затрубной и межтрубной цементации, чтобы не допустить перетекания нагнетаемого реагента в соседние, особенно в вышележащие пласты. В сейсмоопасных районах при нагнетании с большими давлениями возможны деформации пород в кровле залежи и возникновение сейсмических явлений, а потому перед их проведением необходимы консультации с сейсмологами.

§ 3. Виды и характер физико-химических процессов при подземном извлечении металлов

Для извлечения железа из руд могут быть использованы сернистые газы. В целях извлечения из руд цветных металлов могут быть применены растворы серной, сернистой, соляной и других кислот, некоторые смеси из них типа царской водки, растворы двух- и трехвалентного сернокислого железа, углекислого аммония и других солей. С целью извлечения золота используются растворы цианистого натрия и тиомочевины. Для извлечения урана применяются растворы серной кислоты с добавлением других компонентов (сернокислое железо, хлорат натрия), содовые растворы, а также карбонатные и бикарбонатные соли щелочных металлов [5—9, 12—15, 18].

Для различных видов руд, в том числе и для полиметаллических месторождений, химическое извлечение металлов может интенсифицироваться посредством добавок к некоторым из перечисленных выше растворителей щелочей, поверхностно-активных веществ, штаммов тионовых сероокисляющих и железоокисляющих бактерий [10, 16, 17 и др.].

При фильтрации через рудные тела, отвалы или хвосты этих химических реагентов происходят следующие физико-химические процессы:

1) окислительно-восстановительные и другие реакции, при которых находящиеся в руде соединения металлов переходят в более растворимые их формы, что нередко сопровождается изменением валентности металлов;

2) массообмен между рудным телом и растворителем, при котором ионы металла переходят в раствор, а ионы растворителя присоединяются к руде; в рудных телах основными типами массообмена являются растворение, физическая десорбция, а также ионообменная сорбция;

3) конвективная диффузия ионов металла и растворителя в порах и трещинах рудного тела.

Рассмотрим эти процессы отдельно.

Образование легкорастворимых соединений при фильтрации окислителя-восстановителя в руде. В рудах цветных металлов наиболее распространены процессы, в которых находящиеся в них окислы и соли металлов, взаимодействуя с растворами кислот, переходят в легкорастворимые хлориды и сульфаты. Например, окисные марганцевые руды, в которых марганец находится преимущественно в виде двуокиси MnO_2, при действии на них сернистой кислоты H_2SO_3, дают хорошо растворимые сернокислый марганец и дитионовокислый марганец по уравнению

$$2MnO_2 + 3H_2SO_3 = MnSO_4 + MnS_2O_6 + 3H_2O. \qquad \text{(XVIII-1)}$$

Те же соединения образуются при более сложных реакциях с образованием сначала трехвалентного сернистокислого марганца, распадом его на дитионовокислый и сернистокислый марганец и окислением последнего. Эти реакции протекают в несколько стадий [6]. Сначала из двуокиси марганца при взаимодействии с SO_2 получается

$$2MnO_2 + SO_2 = Mn_2O_3 + SO_3. \qquad \text{(XVIII-2)}$$

Затем образуется трехвалентный сернистокислый марганец, т. е.

$$Mn_2O_3 + 3SO_2 = Mn_2(SO_3)_3, \qquad \text{(XVIII-3)}$$

из которого возникает хорошо растворимый сернистокислый и дитионовокислый марганец, т. е.

$$Mn_2(SO_3)_3 \leftrightarrows MnSO_3 + MnS_2O_6. \qquad \text{(XVIII-4)}$$

При этом серная кислота, образовавшаяся при восстановлении двуокиси марганца, вытесняет сернистую из двухвалентного сернистокислого марганца, а именно:

$$MnSO_3 + SO_3 \leftrightarrows MnSO_4 + SO_2. \qquad (XVIII\text{-}5)$$

Суммарно все указанные реакции могут быть описаны формулой

$$2MnO_2 + 3SO_2 = MnSO_4 + MnS_2O_6. \qquad (XVIII\text{-}6)$$

Другим примером образования более растворимых соединений является реакция окисления сульфидов меди и восстановления железа, происходящая при взаимодействии раствора трехвалентного сернокислого железа с сульфидными медными рудами [7, 8, 13]:

$$CuS + Fe_2(SO_4)_3 \rightarrow 2FeSO_4 + CuSO_4 + S\downarrow. \qquad (XVIII\text{-}7)$$

В результате этой реакции образуется сернокислая медь, растворяющаяся в водных растворах кислот гораздо лучше, чем окислы меди. Сульфат меди возникает также при усиленной аэрации рудного тела в результате реакции вида

$$2CuS + 2{,}5O_2 \rightarrow CuSO_4 + CuO + S\downarrow. \qquad (XVIII\text{-}8)$$

В этих реакциях переходящая в осадок сера при аэрации руды может вызывать образование серной кислоты, а именно:

$$S + H_2O + 1{,}5O_2 \rightarrow H_2SO_4. \qquad (XVIII\text{-}9)$$

Тот же процесс происходит при окислении пирита в присутствии воды. Возникающее в реакции (XXII-7) двухвалентное сернокислое железо $FeSO_4$ может снова окисляться до трехвалентного в соответствии с реакцией

$$2FeSO_4 + 0{,}5O_2 + H_2O_4 \rightarrow Fe(SO_4)_3 + H_2O, \qquad (XVIII\text{-}10)$$

Следует отметить, что эти реакции могут быть значительно интенсифицированы при применении тионовых серокисляющих и железоокисляющих бактерий. Таким образом, окислительно-восстановительные реакции могут приводить, с одной стороны, к образованию легко диссоциирующихся и растворяющихся соединений, а с другой — к непрерывному образованию в растворе новых количеств растворителя (в данном случае трехвалентного сернокислого железа и серной кислоты). Последнее обстоятельство является весьма важным, так как открывает возможность существенного сокращения затрат растворителя на подземное извлечение металла.

Явления массообмена при фильтрации химических реагентов в рудных телах. Массообмен растворимых солей металлов, находящихся в рудном теле или образующихся в нем при окислительно-восстановительных и других реакциях, разделяется на два вида:

1. Растворение сульфатов и хлоридов металлов в фильтрующемся растворе кислот. Этот процесс обусловлен разрушением кристаллической решетки солей, диссоциацией их и переходом ионов металла и анионов Cl^- и SO_4^{2-} из твердой фазы рудного тела в раствор. Растворение относится к массообмену II типа, который сопровождается уменьшением массы твердой фазы и увеличением концентрации металла в жидкой фазе.

2. Физическая и ионообменная сорбция солей металлов. В этом случае соли металлов десорбируются раствором кислот. При физической десорбции катионы переходят в раствор с поверхности макропор и макротрещин, разделяющих руду на отдельные блоки, а также из тупиковых и сквозных микропор внутри блоков или гранул рудного тела. При ионообменной сорбции происходит обмен ионами, сорбированными на поверхности пор и трещин с ионами растворителя. Десорбция также относится к массообмену II типа, при котором содержание металла в руде уменьшается вследствие перехода его в раствор.

Конвективная диффузия при фильтрации химического реагента в рудном теле. Конвективная диффузия находящихся в растворе ионов растворителя и металла вызывает изменение скорости их движения в порах и трещинах рудного тела: при уменьшении концентрации ионов в направлении фильтрации скорость

их увеличивается, а против этого направления — уменьшается. Коэффициент конвективной диффузии D выражается следующим образом:

$$D = D_м + D_ф; \quad D_ф = \lambda v, \tag{XVIII-11}$$

где $D_м$ — коэффициент молекулярной диффузии, обусловленный броуновским движением ионов металла в растворителе; $D_ф$ — коэффициент гидродинамической дисперсии, обусловленный хаотичностью пор и трещин руды, различием скоростей в порах и трещинах разных размеров и вызванной этим извилистостью концентрационного фронта; λ — коэффициент гидродинамической дисперсии.

Зависимость $D_ф$ от первой степени скорости v была впервые установлена С. Я. Пшежецким и Р. Н. Рубинштейном и подтверждена затем опытами Р. Г. Сафмана, В. А. Баума, а также теоретическими исследованиями А. Е. Шейдегера и В. Н. Николаевского. Основной закон конвективной диффузии, аналогичный закону Фика для молекулярной диффузии, выражается формулой

$$u_D = -D\frac{\partial c}{\partial x}, \tag{XVIII-12}$$

где u_D — *массовая скорость диффузии*; $\partial c/\partial x$ — *градиент концентрации* c в направлении скорости фильтрационного потока (знак минус обусловлен тем, что в направлении оси x значение c уменьшается). Массовая скорость конвективного (фильтрационного) переноса вещества будет

$$u_v = vc. \tag{XVIII-13}$$

Общая массовая скорость движения вещества (металла) в руде под влиянием диффузии и фильтрации выражается формулой

$$u = u_D + u_v = -D\frac{\partial c}{\partial x} + vc. \tag{XVIII-14}$$

Таким образом, окислительно-восстановительные и другие реакции являются подготовительной стадией, в которую соединения металлов переходят в форму, более удобную для последующего извлечения их из руды в раствор. Растворение и десорбция металлов представляют собой собственно массообмен, приводящий к извлечению металла из руды. Интенсивность процессов извлечения и особенно коэффициент извлечения металлов из руд с помощью известных в настоящее время химических реагентов являются еще недостаточно высокими, что сказывается на технико-экономических показателях этих процессов. Для интенсификации геотехнологических процессов существенное значение могут иметь дополнительные физические воздействия на рудную залежь посредством наложения на нее тепловых, электрических (в том числе высокочастотных) и магнитных полей. Наиболее перспективным в настоящее время можно считать нагревание растворителей перед закачкой их в рудную залежь, что вызывает увеличение растворимости металла. То же относится к нагнетанию горячих газов (например, сернистых, способных взаимодействовать с железными рудами). Представляет интерес магнитная обработка воды перед нагнетанием ее в некоторые рудные залежи.

§ 4. Основы теории извлечения металлов из руды посредством фильтрования через нее химических реагентов

Фильтрация в руде химических реагентов окислительно-восстановительного и растворяющего действия приводит к образованию в ней более растворимых соединений металлов и последующему их растворению. Фильтрация этих реагентов в трещинах и порах руды сопровождается массообменом между рудой и раствором. Как указывалось ранее, при этом происходит массообмен в виде растворения, физической десорбции или ионообменной сорбции. Во всех этих случаях металл переходит из твердой фазы в жидкую (из руды в раствор химического

реагента). Получающийся при этом раствор металла называется продукционным раствором.

Диффузия и массообмен при фильтрации жидкостей и газов в горных породах изучаются геохимической гидродинамикой, объединяющей в себе принципы и методы теории фильтрации, теории диффузии и химической кинетики. Геохимическая гидродинамика, как одна из наук о Земле, сформировалась лишь в начале 50-х годов и в настоящее время используется в геологии для изучения парагенезисов метаморфических и метасоматических пород, в том числе процессов рудообразования, а также для оценки вероятного размещения залежей полезных ископаемых на основе анализа ореолов их рассеяния при геохимической разведке. Она применяется также в мелиорации и гидротехнике для расчета промывания засоленных земель, осуществляемого в СССР на многих сотнях тысяч гектаров, прогноза распространения токсических веществ в грунтах и грунтовых водах в районах промпредприятий и хранилищ промышленных отходов, оценки растворимости горных пород в основании и примыкания гидросооружений и других целей. В горном деле ее начали использовать для расчета процессов геотехнологии.

Основные дифференциальные уравнения геохимической гидродинамики были сформулированы в 1953 г. в работе [1] и более поздних исследованиях [3, 4 и др.].

Для одномерного (линейного) движения они выражаются следующим образом:

а) уравнение движения веществ, находящихся в жидкости (ионов металла, растворителя)

$$u = vc - D\frac{\partial c}{\partial x}; \quad D = D_{\text{м}} + \lambda v; \tag{XVIII-15}$$

б) уравнение сохраняемости массы веществ, находящихся в жидкой и твердой фазах (в растворе и в руде)

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial b}{\partial t} + n_0\frac{\partial c}{\partial t} = 0; \tag{XVIII-16}$$

в) уравнение кинетики массообмена (извлечения металла из руды)

$$\frac{\partial b}{\partial t} = \gamma\varphi\,(c,\ b,\ k_{\text{п}}), \tag{XVIII-17}$$

где u — массовая скорость движения веществ; v — скорость фильтрации жидкости; D — коэффициент конвективной диффузии, объединяющий в себе молекулярную диффузию и гидродинамическую (фильтрационную) дисперсию; c и b — массовые концентрации вещества (металла) в жидкой и твердой фазах; n_0 — суммарная пористость и трещиноватость породы (руды); γ — константа скорости массообмена (процесса извлечения металла из руды); $k_{\text{п}}$ — константы, определяющие кривую равновесного состояния (изотерму массообмена).

Уравнение этой кривой вытекает из формулы (XVIII-17) при $\partial b/\partial t = 0$ и будет

$$b = f\,(c,\ k_{\text{п}}). \tag{XVIII-18}$$

Константы $k_{\text{п}}$ при растворении равны предельной растворимости вещества c_* и показателю растворимости α, при физической десорбции и ионообменных процессов они равны коэффициентам Генри Γ и Ленгмюра L.

Значения c_*, Γ, L зависят от температуры, коэффициент γ — от скорости, параметр дисперсии λ — от крупности пор и трещин в руде, а также от рода ионов, находящихся в растворе, показатель α — от характера распределения металла в рудном теле. Аналогичную форму имеют уравнения (XVIII-18) для концентраций реагента в жидкой c и твердой b фазах.

Подставив выражение (XVIII-16) в (XVIII-15), найдем

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(D\frac{\partial c_i}{\partial x}\right) - \frac{\partial\,(vc_i)}{\partial x} - \frac{\partial b_i}{\partial t} = n_0\frac{\partial c_i}{\partial t} \quad (i = 1;\ 2). \tag{XVIII-19}$$

Если D не зависит от v, то будет

$$D\frac{\partial^2 c_i}{\partial x^2} - v\frac{\partial c_i}{\partial x} - \frac{\partial b_i}{\partial t} = n_0\frac{\partial c_i}{\partial t} \quad (i = 1; 2), \qquad \text{(XVIII-20)}$$

где индексы 1 и 2 относятся соответственно к металлу и химическому реагенту.

При $\partial b/\partial t = 0$ формула (XVIII-20) обращается в классическое уравнение конвективной диффузии и теплопроводности Фурье — Кирхгофа.

Явление массообмена, в том числе и процессы извлечения металла из руд, подчиняются законам химической кинетики. В ней прежде всего изучается микрокинетика этих процессов, в которой рассматривается извлечение вещества из отдельных частиц пористой среды, имеющих форму шара и цилиндра с активной боковой поверхностью или поверхностью основания, обтекаемых внешним потоком. Кроме того, исследовалось извлечение вещества с плоской стенки. При этом определяется скорость реакции на поверхности твердой фазы, а также диффузия во внешней области и внутри этой фазы. При растворении, физической и ионообменной сорбции определяющую роль играет обычно внешняя диффузия, реже внутренняя диффузия или скорость реакции.

Микрокинетические исследования процессов растворения проведены Г. А. Аксельрудом [1], а для физической адсорбции и десорбции — П. П. Золоторевым. Из исследований микрокинетики получены уравнения макрокинетики (или динамики) извлечения, которые вместе с уравнениями сохранения массы и движения растворов в пористых средах позволяют дать полное математическое описание процессов извлечения металлов из руд.

Уравнения динамики (макрокинетики), физической десорбции и ионообменной сорбции имеют вид [1, 3, 4]:

а) при линейной кинетике процесса

$$\frac{\partial b_i}{\partial t} = \gamma_1 [n_0 c_i - b_i(\Gamma, L)] \quad (i = 1; 2); \qquad \text{(XVIII-21)}$$

б) при нелинейной его кинетике

$$\frac{dbi}{dt} = \gamma_1 (b_0 - b_i)\, ci - \gamma_2 bi, \qquad \text{(XVIII-22)}$$

где $\gamma_{1,2}$ — константы скорости сорбции; n_0 — пористость; b_0 — предельная концентрация в твердой фазе.

Уравнение зависимости концентрации $b = \varphi(c)$ для условий равновесия зависит от температуры и называется изотермой. Наиболее распространены линейная изотерма Генри и криволинейная изотерма Ленгмюра. Их уравнения имеют вид

$$b_i = n_0 \Gamma c_i; \quad b_i = n_0 \Gamma c_i/(1 + L\bar{c_i}); \quad (\bar{c_i} = \bar{c_i}/c_0), \qquad \text{(XVIII-23)}$$

где Γ и L — коэффициенты Генри и Ленгмюра; c_0 — предельная концентрация в жидкой фазе.

Уравнение динамики растворения имеет вид [3]

$$\frac{\partial b_i}{\partial t} = \gamma (c_* - c_i) \left(\frac{b_i}{b_0}\right)^{\alpha} \quad (\alpha = 0; 0{,}5; 1), \qquad \text{(XVIII-24)}$$

где c_* — максимальная растворимость в данном растворителе; γ — константа скорости растворения.

Показатель $\alpha = 0$ соответствует размещению соединений металла в виде пленки на поверхности пор и трещин, а $\alpha = 0{,}5$ — размещению их в виде дисперсно рассеянных включений в рудной залежи.

Коэффициенты γ и $\gamma_{1,2}$ зависят от скорости фильтрации по уравнению

$$\gamma_{1,2} = \bar{\gamma}(1 + \gamma^*_{1,2} v)^{\beta} \quad (\beta = 0; 0{,}5; 1). \qquad \text{(XVIII-25)}$$

при десорбции $\beta = 0$, растворении $\beta = 0; 0{,}5; 1$, вымывании мелких частиц руды, образующих суспензию, $\beta = 1$. В случае $\beta = 0{,}5$ и 1 при $v > 0{,}05/\gamma^*_{12}$,

в скобках формулы (XVIII-25) пренебрегают единицей. Иногда в уравнения кинетики в явном виде входит время t.

При рассмотрении растворения металла и физической десорбции требуется решить систему из двух уравнений (XVIII-19) и двух уравнений (XVIII-21), (XVIII-22) или (XVIII-24) относительно $c_{1,2}$ и $b_{1,2}$.

При этом должны выполняться заданные краевые условия. Начальное условие принимается обычно в виде более или менее одинаковых в пределах зоны отработки руды концентраций c_1 и b_1, а концентрации растворителя c_2 и b_2 считаются нулевыми, т. е.

$$c_1(x, 0) = c_e; \quad b_1(x, 0) = b_e; \quad c_2(x, 0) = b_2(x, 0) = 0. \qquad \text{(XVIII-26)}$$

Граничные условия на входе растворителя в руду в нагнетательных скважинах принимаются 1-го или 3-го рода, т. е.

$$c_i(0, t) = c_0; \quad vc_0 = vc_i(0, t) - D\frac{\partial c_i(0, t)}{\partial x}, \qquad \text{(XVIII-27)}$$

где c_0 — содержание растворителя ($i = 2$) или металла ($i = 1$) (при $i = 1$ обычно $c_0 = 0$).

На выходе раствора из руды в дренажные скважины назначается условие 2-го рода, а именно:

$$\frac{\partial c_i(l, t)}{\partial x} = 0 \qquad (i = 1, 2), \qquad \text{(XVIII-28)}$$

где l — длина потока растворителя между скважинами.

Условие 3-го рода на входе для уравнения конвективной диффузии впервые введено П. В. Данквертсом. Условие 2-го рода на выходе было одновременно предложено П. В. Данквертсом и Н. Н. Веригиным [1].

При значениях времени, меньших некоторых, с достаточной точностью можно принимать $l = \infty$ (т. е. вместо потока конечной длины рассматривать полуограниченный поток). Приведенные выше уравнения решались главным образом при $i = 1$, т. е. для вещества, растворяющегося и десорбирующегося из породы (для металла). Методы определения параметров, входящих в уравнения (XVIII-19)—(XVIII-24), рассматриваются в работах [6, 7, 8, 9, 15].

§ 5. Кинематика фильтрационного потока при действии установок извлечения металлов из рудного тела

Кинематическая структура фильтрационного потока определяется изменяющимся во времени полем напоров (давлений) и скоростей при действии скважин, нагнетающих реагент-растворитель и откачивающих раствор металла. Поле напоров характеризуется траекториями течения и ортогональными к ним линиями отмеченных частиц, а также линиями тока и нормальными к ним линиями равного напора, изменяющимися с течением времени. Поле скоростей характеризуется изменением их вдоль траекторий и линий тока. Время продвижения растворителя от нагнетательных скважин к эксплуатационным вдоль самой короткой траектории меньше, а вдоль наиболее длинной — значительно больше. Ввиду различного времени пребывания растворителя в руде концентрации металла и растворителя на разных траекториях тока у входа в эксплуатационные скважины будут различными. Впрочем, за счет диффузии эти различия существенно сглаживаются. Фильтрационный поток в течение работы скважин проходит за два периода (стадии): период нестационарной фильтрации (первый период) и стационарной фильтрации (второй период).

Простейшим примером изменения кинематической структуры потока со временем может служить действие нагнетательной и эксплуатационной скважин одинакового дебита в естественном потоке подземных вод, фильтрующемся через рудную залежь в направлении от нагнетательной к эксплуатационной скважине

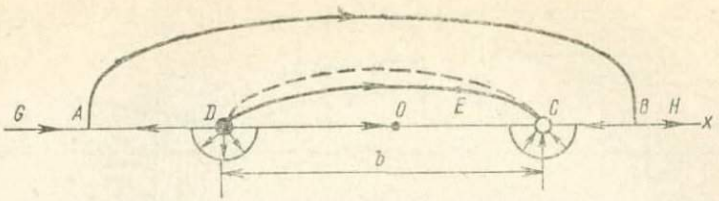


Рис. XVIII-1. *Кинематическая структура* фильтрационного потока при действии нагнетательной и эксплуатационной скважин одинакового дебита $q_н = q_э$ (естественное течение подземных вод направлено от нагнетательной скважины к эксплуатационной).

D — нагнетательная скважина; *C* — эксплуатационная скважина; *b* — расстояние между скважинами.

со скоростью v (рис. XVIII-1). В первый период, когда скважины еще почти не взаимодействуют друг с другом, траектории и линии тока у обеих скважин близки к радиальным прямым (рис. XVIII-1, нижняя часть). В дальнейшем прямые траектории и линии тока превращаются в кривые, начинающиеся у нагнетательных и заканчивающиеся у эксплуатационных скважин (рис. XVIII-1, верхняя часть). При этом траектория частицы, вышедшей из нагнетательной скважины в точке *D* и дошедшей к моменту времени t до точки *E* (сплошная линия) не совпадает с линией тока, выходящей в тот же момент t из точки *D* (штриховая линия).

В первый период расход между двумя соседними траекториями и линиями тока неодинаков, так как сказывается емкость потока, обусловленная деформациями жидкости и пород. Все траектории и линии тока, а также нормальные к ним линии в это время перемещаются таким образом, что зона фильтрации, ограниченная крайней траекторией тока *AB*, возрастает.

Во второй период траектории и линии тока почти совпадают друг с другом, расход между этими соседними линиями становится также почти одинаковым, так как деформационная емкость потока существенно не проявляется, а крайняя траектория тока *AB* занимает предельное положение, определяющее собой область фильтрации реагента-растворителя, а тем самым и область извлечения металла (размеры блока извлечения). Поле напоров и скоростей и все пьезометрические кривые во второй период практически совпадают с теми, что имеют место в условиях стационарной фильтрации.

Важной особенностью кинематической структуры фильтрационного потока при действии установок для подземного извлечения металла является наличие в этом потоке критических точек, к которым примыкают раздельные траектории и линии тока, отделяющие друг от друга составляющие фильтрационные течения (зоны фильтрации). Для системы из двух скважин такими точками являются *A* и *B* (рис. XVIII-1). Они отделяют зону фильтрации реагента из нагнетательной скважины в эксплуатационную, находящуюся между траекториями *DOC* и *AB*, от зоны течения подземной рудничной воды, обтекающей реагент.

В этих точках траектории и линии тока, а также ортогональные к ним линии ветвятся на несколько ветвей (на рис. XVIII-1 на 4 ветви). Скорость фильтрации в этих точках равна нулю. Эти точки могут занимать разное положение на отдельных участках контура потока (например, на отрезках оси симметрии *GA*, *DOC*, *BH* и на поверхности скважин). Каждому положению этих точек на разных участках внешнего контура течения соответствует своя собственная кинематическая структура потока, отличающаяся числом отдельных течений, составляющих общий фильтрационный поток.

Число критических точек в потоке равно $n - 2$, где n — число внешних границ с заданными напорами, отделенных друг от друга непроницаемыми границами. Например, для симметричной половины потока на рис. XVIII-1 таких границ четыре (нагнетательная и эксплуатационная скважины, области питания и стока подземного потока). Поэтому в таком потоке имеются две критические точки *A* и *B*.

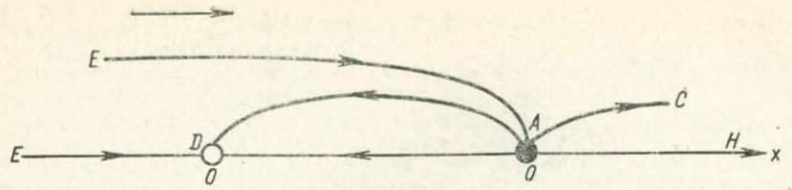


Рис. XVIII-2. Структура фильтрационного потока при действии нагнетательной и эксплуатационной скважин одинакового дебита $q_н = q_э$ (естественное течение подземных вод направлено от эксплуатационной скважины к нагнетательной).

Если естественный подземный поток направлен от эксплуатационных скважин к нагнетательным, то и при одинаковых их общих дебитах часть рудничной воды будет поступать в эксплуатационные скважины, и такая же часть реагента уйдет в рудную залежь вниз по потоку, минуя эксплуатационные скважины (рис. XVIII-2). В этом случае для системы двух скважин фильтрационный поток состоит из течения между траекториями *OO* и *DA*, где из нагнетательной скважины в эксплуатационную фильтруется реагент, течения между траекториями *EA* и *EO*, где рудничная вода поступает в эксплуатационную скважину *, и течения между траекториями *AC* и *OH*, где реагент уходит в залежь и не используется. В этом случае критическая точка *A* находится на поверхности эксплуатационной скважины, а критическая точка *B* отсутствует.

Такая схема размещения скважин невыгодна, а потому в гидродинамически оптимальной системе нагнетательные скважины должны размещаться выше по течению, нежели эксплуатационные.

На основе качественного анализа кинематической структуры фильтрационного потока реагента можно сделать некоторые существенные выводы об оптимальном соотношении дебитов нагнетательных и эксплуатационных скважин, а также о рациональном их размещении.

Если суммарный дебит нагнетательных скважин больше общего дебита эксплуатационных, то часть реагента будет уходить в рудную залежь, минуя эксплуатационные скважины. Фильтрационный поток в этом случае будет иметь вид, указанный на рис. XVIII-3, *а*, применительно к простейшей системе двух скважин (нагнетательной и эксплуатационной). Здесь из нагнетательной скважины в эксплуатационную поступает часть потока, ограниченная траекториями *OO* и *DB*. Другая же его часть, проходящая между траекториями *DB* и *AC*, уходит в рудное тело по направлению естественного течения подземных вод. Вследствие этого часть реагента и продуктивного расхода безвозвратно теряется.

Если общий дебит у нагнетательных скважин меньше, чем у эксплуатационных, то реагент из нагнетательных скважин будет полностью поступать в эксплуатационные скважины, но при этом в последние будет уходить часть рудничной воды (рис. XVIII-3, *б*). Применительно к схеме из двух скважин между траекториями *OO* и *AD* в эксплуатационную скважину поступает весь расход реагента из нагнетательной скважины, а между траекториями *AD* и *EB* в нее поступает рудничная вода с низкой концентрацией металла. Ввиду этого концентрация продуктивного раствора в эксплуатационной скважине снижается, что для последующего процесса извлечения металла из раствора невыгодно. Отсюда следует, что в оптимальной в гидродинамическом отношении установке общие дебиты нагнетательных и эксплуатационных скважин должны быть примерно одинаковы.

После наступления квазистационарного режима фильтрационный поток, направленный из нагнетательной скважины к эксплуатационной, не будет более расширяться, а охватывающие его крайние траектории тока будут более или менее стабильны. Тогда при большом расстоянии нагнетательных и эксплуатационных скважин друг от друга между крайними траекториями останется зона

* В необводненной залежи здесь в эксплуатационную скважину засасывается газ (воздух).

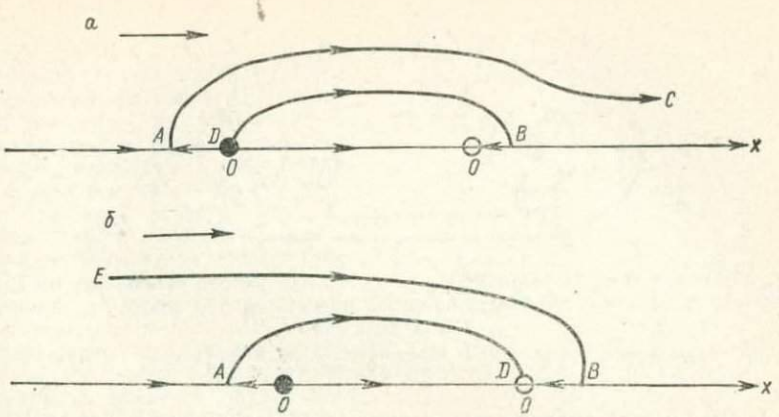


Рис. XVIII-3. Кинематическая структура фильтрационного потока при действии нагнетательной и эксплуатационной скважин разного дебита.
$а - q_н > q_э$; $б - q_н < q_э$.

транзитного потока подземной воды, а в необводненной залежи — зона, занятая газом.

В этой зоне рудное тело не будет отрабатываться и здесь возникает целик, из которого металл не извлекается. Поэтому в оптимальной системе расстояния между рядами нагнетательных скважин должны быть такими, чтобы между ними не было транзитного потока.

§ 6. Технологические схемы подземного извлечения металлов на опытных и промышленных установках и их гидродинамические и физико-химические особенности

Геотехнологические процессы извлечения металлов из руд могут выполняться по одной из описываемых ниже схем.

1. Закачка химических реагентов насосами в специальные нагнетательные скважины и откачка раствора металла из других эксплуатационных скважин. В этом случае скважины каждого из этих типов оборудуются своими нагнетательными и откачивающими насосами.

2. Периодически сменяющие друг друга нагнетания и откачки реагентов в одних и тех же скважинах до полной отработки прилегающей к скважине части рудного тела. Этот способ требует применения обратимых насосов, способных работать в режимах нагнетания и откачки. В обоих этих случаях технология извлечения металла может быть двух видов:

а) в скважины закачиваются сначала реагенты окислительно-восстановительного действия, а затем растворитель этого или иного типа; в процессе окисления периодически может потребоваться аэрация рудной залежи;

б) в скважины закачиваются реагенты окислительно-восстановительного и растворяющего действия или смеси окислителей-восстановителей и растворителей.

По окончании растворения иногда выгодна дополнительная отмывка залежи водой, что, в частности, рекомендуется при извлечении благородных металлов.

Наиболее рациональна система раздельных нагнетательных и эксплуатационных скважин при использовании реагентов комплексного действия. В этом случае нагнетательные и эксплуатационные скважины могут размещаться по одной из четырех схем, описываемых ниже.

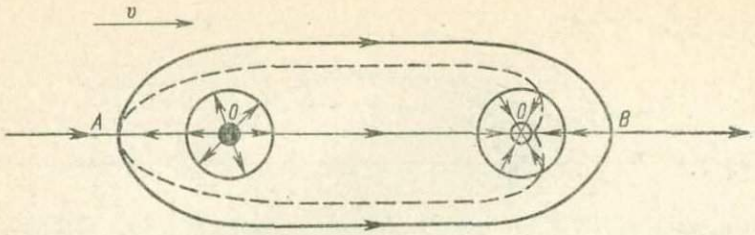


Рис. XVIII-4. Схема фильтрационного потока при работе установки подземного растворения металла, состоящей из одной нагнетательной и одной эксплуатационной скважин.

Черный кружок — нагнетательная скважина; светлый кружок — эксплуатационная скважина.

1. Одна нагнетательная и одна эксплуатационная скважины (рис. XVIII-4). *Такая схема типична для опытной или опытно-промышленной* установки, с которой должна начинаться отработка месторождения методом подземного растворения и вымывания металла. В этом случае область фильтрации реагента вначале охватывает зону, близкую к кругу, с центром в нагнетательной скважине (рис. XVIII-4). Спустя некоторое время эта область вытягивается в направлении эксплуатационной скважины и в момент времени t после начала действия установки доходит до нее. Далее область фильтрации реагента охватывает обе скважины (рис. XVIII-4). Фильтрация реагента во все это время является нестационарной. Это проявляется в том, что в каждый данный момент времени область фильтрации ограничена внешней траекторией тока *OABO*, не совпадающей с крайней мгновенной линией тока. Не совпадают друг с другом и все внутренние траектории и линии тока *OABO*. От момента к моменту времени все траектории и линии тока изменяют свою форму и положение. Область фильтрации растворителя и извлечения металла, ограниченная внешней траекторией *OABO*, с течением времени возрастает. В необводненных рудных телах эта траектория граничит с воздухом или рудничным газом (рис. XVIII-4, штриховая линия). В обводненных залежах эта траектория граничит с рудничной водой, обтекающей область извлечения металла (рис. XVIII-4, сплошная линия). В этом случае точки *A* и *B* являются точками разветвления траекторий, линий тока и равного напора. В них скорость фильтрации равна нулю, напор в верхней (по направлению естественного потока) точке *A* имеет минимум, а в нижней по направлению этого потока точке *B* — максимум. В процессе действия установки траектории и линии тока *OABO* сближаются друг с другом и начиная с некоторого момента времени практически совпадают.

2. Два параллельных друг другу ряда нагнетательных и эксплуатационных скважин (рис. XVIII-5). В первый период действия таких рядов область фильтрации реагента и извлечения металла ограничена траекторией тока *OABO*, охватывающей каждую пару из нагнетательной и эксплуатационной скважины. Между соседними областями фильтрации реагента имеются своего рода целики, не охваченные процессом извлечения. В неводоносных рудных залежах эти целики остаются необводненными (рис. XVIII-5, штриховая линия), в водоносных залежах в них движется подземная рудничная вода, омывающая области извлечения металла (рис. XVIII-5, сплошная линия).

С течением времени соседние области извлечения могут слиться друг с другом (рис. XVIII-5, *б*). Слияние соседних областей извлечения сначала происходит у их подошвы, а затем у кровли, причем в водоносных залежах это слияние происходит быстрее. После полного слияния соседних областей извлечения металла *OABO* между скважинами не остается неотрабатываемых целиков руды, что является весьма важным. В неводоносных рудных телах до и после слияния соседних областей граничные точки *A* и *B* остаются раздельными. В водонасыщенных залежах до слияния соседних зон извлечения граничные линии тока у каждой пары нагнетательной и эксплуатационной скважин примыкают к критическим

точкам A и B, в которых скорость фильтрации равна нулю, а напор имеет максимум (точка B) и минимум (точка A). После слияния этих зон критические точки A у всех пар скважин сливаются в одну точку A, а критические точки B у этих пар сливаются в одну точку B. Слияние соседних областей извлечения (частичное или полное) происходит лишь при определенных гидродинамических условиях, определяемых расчетом. Чем выше дебиты скважин, больше уклон потока рудничной воды и меньше расстояния между эксплуатационными (нагнетательными) скважинами в ряду, тем скорее произойдет это слияние.

3. Два кольцевых ряда нагнетательных и эксплуатационных скважин, причем внутренний кольцевой ряд скважин может быть заменен прямолинейным рядом (рис. XVIII-6). Нагнетание может производиться во внешний кольцевой ряд или во внутренний. Число скважин во внутреннем кольцевом или прямолинейном ряду может быть равным или меньшим числа скважин внешнего ряда. Если нагнетание производится во внешний ряд, то при меньшем числе эксплуатационных скважин внутреннего ряда каждая из них принимает реагент-растворитель из нескольких нагнетательных скважин. Если нагнетание ведется во внутренний ряд, то при меньшем числе нагнетательных скважин во внутреннем ряду каждая из них будет направлять реагент-растворитель в несколько эксплуатационных скважин.

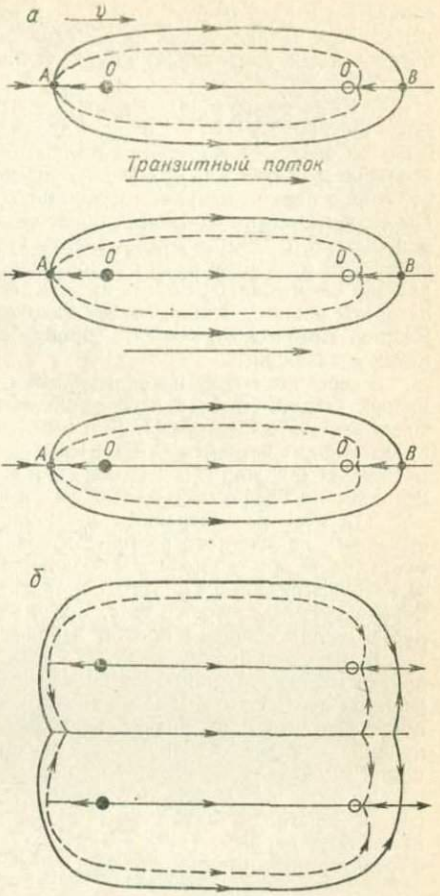


Рис. XVIII-5. Зависимость фильтрационного потока от действия установки подземного растворения металла, состоящей из двух параллельных рядов нагнетательных и эксплуатационных скважин.

а — до смыкания зон фильтрации из нагнетательной скважины в эксплуатационную; *б* — после смыкания этих зон; черный кружок — нагнетательная скважина; светлый кружок — эксплуатационная скважина. Штриховой линией показаны границы зон в необводненных, а сплошной линией — в водонасыщенных рудных телах.

В первую стадию процесса область фильтрации реагента (извлечение металла) ограничивается группой из одной скважины внутреннего ряда и одной или нескольких ближайших к ней скважин внешнего ряда. Отдельные такие области в эту стадию ограничены линиями тока, примыкающими к точкам разветвления A, B и отделены друг от друга целиками, не охваченными извлечением руды. Как и в предыдущем случае, в этих целиках в необводненных залежах находится воздух (или другие газы), а в обводненных залежах — рудничная вода. Во вторую стадию процесса области извлечения у каждой из скважин внутреннего ряда сливаются друг с другом. В необводненных рудных телах после такого слияния точки разветвления A и B, как и в первую стадию, для каждой скважины внутреннего ряда существуют отдельно. В обводненных же рудных телах точки A

сливаются в одну общую точку A, а точки B — в одну общую точку B. Как и для двух параллельных рядов скважин, такое слияние происходит лишь при определенных гидродинамических условиях, определяемых указанными ранее факторами.

4. Ряды чередующихся друг с другом нагнетательных и эксплуатационных скважин (рис. XVIII-7). Как и в предыдущих двух случаях, в начале действия скважин области извлечения металла локальны и приурочены к нагнетательным скважинам. Затем эти области достигают эксплуатационных скважин и спустя некоторое время стыкуются с такими же областями вблизи соседних скважин. После объединения отдельных областей извлечения друг с другом действует единая система отработки рудного тела. Тогда каждая эксплуатационная скважина имеет блок отработки руды прямоугольной формы в плане. В этот блок поступает раствор химического реагента из двух соседних нагнетательных скважин. Каждая нагнетательная скважина имеет блок отработки руды той же формы и размеров. Раствор химического реагента, пройдя этот блок, поступает в две соседние дренажные скважины.

В середине между нагнетательными скважинами возникает точка минимума напора (давления) C, а в середине между эксплуатационными скважинами — точка максимума напора D. Для отработки всей рудничной залежи необходимо, чтобы напоры в точках C и D, измеряемые от подошвы рудного тела, были не меньше его мощности. В этом случае в верхней части залежи не останется рудных целиков, не омываемых раствором химического реагента.

Для всех рассмотренных здесь типов установок размеры области распространения химического реагента в водоносном пласте $OABO$ у кровли рудного тела меньше, а у его подошвы больше. Это обусловлено тем, что плотность химического реагента выше плотности подземной воды, воздуха или газа, насыщающих поры и трещины рудного тела. Более же плотная жидкость быстрее распространяется вдоль подошвы пласта, а более легкая — вдоль его кровли.

В неводоносных залежах, где различие плотности реагента и воздуха (или других газов) в рудном теле является наибольшим, опережающее продвижение реагента вдоль подошвы более значительно, чем в водоносных залежах, где плотности реагента и рудничной воды различаются существенно меньше. По этой причине слияние отдельных зон распространения химического реагента друг с другом сначала происходит на подошве залежи, а затем на ее кровле.

Во всех рассмотренных случаях, различающихся размещением скважин, спустя некоторое время нестационарный фильтрационный поток становится квазистационарным. Тогда граничные и все другие линии тока почти совпадают с траекториями течения, а расход в любом сечении между двумя одними и теми же

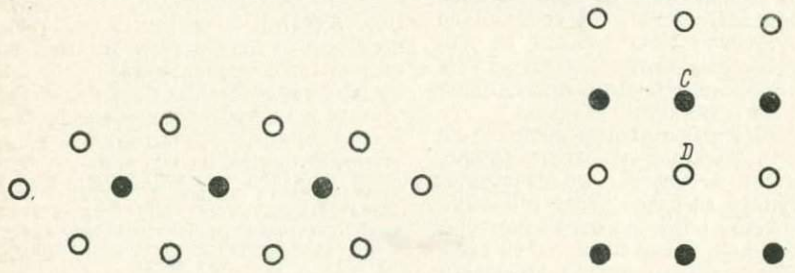


Рис. XVIII-6. Схема расположения нагнетательных и эксплуатационных скважин (внутренний ряд прямолинсен).

Черный кружок — нагнетательная скважина; светлый кружок — эксплуатационная скважина.

Рис. XVIII-7. Схема чередующихся друг с другом нагнетательных и эксплуатационных скважин.

Черный кружок — нагнетательная скважина; светлый кружок — эксплуатационная скважина.

траекториями становится почти одинаковым. Начиная с этого времени деформационный (упругий) режим фильтрации становится жестким и к нему применимы уравнения стационарной фильтрации, т. е. кривые пьезометрических давлений $p = f(r, \varphi)$ и распределения скорости $v = f(r, \varphi)$ совпадают с аналогичными уравнениями стационарной фильтрации. Квазистационарность проявляется в первую стадию (до слияния областей фильтрации) и у каждой скважины распространяется на зону радиусом (с точностью до 5%)

$$R \leqslant 0{,}6\sqrt{at}. \qquad \text{(XVIII-29)}$$

Когда этот радиус будет равен половине расстояния между нагнетательной и эксплуатационной скважиной $0{,}5b$, квазистационарность распространится на всю область фильтрации между этими скважинами. Это произойдет в момент времени

$$t \geqslant 0{,}0625\,\frac{b^2}{a}, \qquad \text{(XVIII-30)}$$

где a — пьезопроводность рудного тела.

§ 7. Динамика и кинетика извлечения металла при фильтрации химического реагента через руду

Основные черты динамики и кинетики извлечения металла из рудного тела, отвалов при кучном выщелачивании или из образца руды в лабораторном перколяторе сходны. Главными характеристиками динамики извлечения являются кривые зависимости концентрации металла C и растворителя $C_р$ в любом сечении фильтрационного потока от времени t, а также эпюры этих концентраций вдоль путей фильтрации раствора химического реагента.

При любой кинетике извлечения металла его концентрация в растворе химического реагента с течением времени возрастает, достигает максимума, а затем по мере истощения руды в процессе растворения и вымывания из нее металла снижается (рис. XVIII-8, сплошная линия). Концентрация же химического реагента со временем обычно возрастает. После снижения концентрации металла в продукционном растворе вместо химического реагента целесообразно фильтровать через руду воду. В этом случае концентрация химического реагента в некоторый момент времени также достигнет максимума, а затем снижается (рис. XVIII-8, штриховая линия). Концентрация металла вдоль путей движения раствора химического реагента вначале, пока раствор не дошел до выхода, также имеет максимум, находящийся вблизи фронта распространения химического реагента в руде. После выхода раствора из руды концентрация металла обычно растет вдоль пути его движения и достигает максимума на выходе. Концентрация химического реагента вдоль потока в результате расходования его на реакцию обычно снижается. При отмеченном выше пополнении растворителя за счет соединений, содержащихся в руде, возможно и более сложное распределение концентрации химического реагента в руде.

Для практических целей наиболее важны зависимости $c_1 c_р = f(t)$ на выходе из руды, т. е. в дренажных скважинах и в накопителе продукционного раствора при кучном выщелачивании или при лабораторных опытах. При любой кинетике извлечения металла на этих кривых можно выделить три характерных периода извлечения t_0, t_1 и t_2. Ниже эти периоды характеризуются применительно к условиям действия промышленной установки одного из рассмотренных ранее типов (1—4).

1. Первый период длительностью t_0, в течение которого растворитель еще не профильтровался до эксплуатационных скважин. В период t_0 в неводонасыщенном рудном теле концентрация металла в этих скважинах (рис. XVIII-8, *б*, сплошная линия) и концентрация растворителя (рис. XVIII-8, *б*, штриховая линия) равны нулю. В водонасыщенной залежи в период t_0 концентрация металла в этих скважинах равна естественному содержанию его в рудничной воде c_e или незначительно возрастает (рис. XVIII-8, *а*, сплошная линия), а концентрация

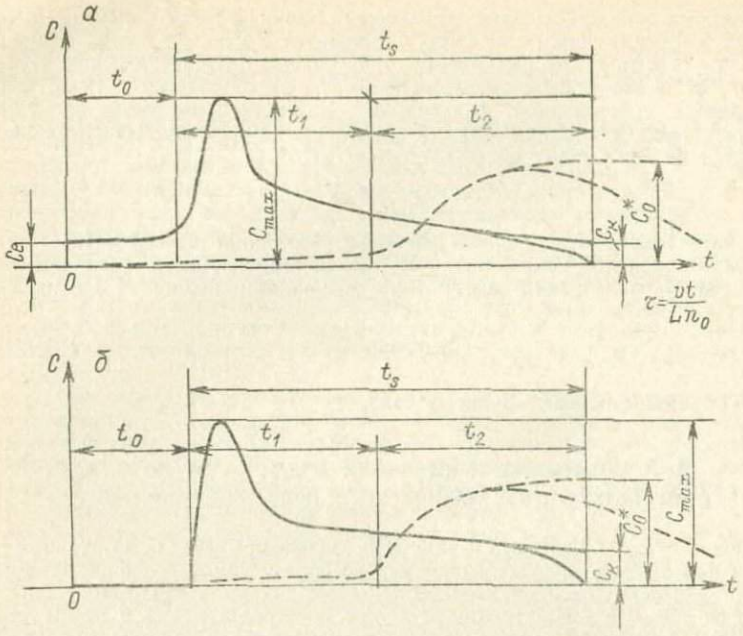


Рис. XVIII-8. График зависимости концентрации металла (сплошная линия) и растворителя (штриховая линия) от времени t и кратности обмена раствора в порах руды τ.

а — в обводненной рудной залежи; *б* — в необводненном рудном теле.

растворителя равна нулю или проявляются лишь его следы (рис. XVIII-8, *а*, штриховая линия). Длительность первого периода определяется из кинематического условия на границе распространения химического реагента в рудном теле $x = r$, т. е.

$$n_0 \frac{dr}{dt} = v(l,t); \quad v = -K\frac{\partial S(rt)}{\partial x}, \qquad \text{(XVIII-31)}$$

где v — скорость фильтрации; n_0 — пористость; K — коэффициент фильтрации; S — изменение напора по сравнению с естественным; r — нормаль к границе распространения химического реагента; t — время.

При малых значениях t ($t < t_н < t_0$) режим фильтрации имеет явно выраженный нестационарный характер, уравнение (XVIII-31) интегрируется с учетом зависимости v от r и t. При $t < t_н$ нагнетательная скважина работает практически независимо от эксплуатационной. При $t > t_н$ режим фильтрации будет квазистационарным, при котором скорость v зависит только от координат.

2. Второй период длительностью t_1, в течение которого в эксплуатационные скважины поступает продукционный раствор металла с концентрацией $c(t)$, а фронт извлечения металла движется от нагнетательных скважин к эксплуатационным. К концу второго периода по самой короткой линии тока этот фронт подходит к эксплуатационной скважине.

Во второй период концентрация металла в эксплуатационных скважинах $c(t)$ возрастает, достигает максимума c_{max} и затем снижается (рис. XXII-8, сплошные линии). Для легко растворимых солей этот максимум может быть близок к предельной растворимости c_m; в других случаях он меньше c_m.

Концентрация реагента в эксплуатационных скважинах в этот период возрастает медленно, так как это время затрачивается на окислительно-восстанови.

тельные или ионообменные реакции (рис. XXII-8, штриховая линия). Длительность второго периода определяется из уравнения

$$(b_0\eta + n_0 c_e)\frac{dR}{dt} = c(R, t)\, v(R, t), \qquad \text{(XVIII-32)}$$

где b_0 — валовое содержание металла в единице объема руды, г/м³; η — коэффициент извлечения, зависящий от степени дробления руды и концентрации растворителя; n_0 — пористость; c_e — концентрация металла в рудничной воде; c и v — концентрация металла и скорость фильтрации на фронте растворения $r = R$; R — нормаль к фронту извлечения металла.

3. Третий период длительностью t_2, в течение которого в эксплуатационных скважинах концентрация металла медленно снижается до нуля или до кондиционной величины $c_к$, при которой извлечение его из раствора экономически невыгодно (рис. XVIII-8, сплошная линия). Концентрация реагента в этот период увеличивается и достигает некоторого предельного значения c_0^*, равновесного с концентрацией металла $c_к$ (рис. XXII-8, штриховая линия). В случаях применения в конце третьего периода вместо реагента отмывочной воды концентрация реагента растет, достигает максимума и затем снижается (рис. XVIII-8, штриховая линия). В течение третьего периода реакции между реагентом и соединениями металла в руде затухают и избыток реагента поступает в эксплуатационные скважины вместе с металлом. Поэтому часть реагента в третий период оказывается неиспользованной. К концу третьего периода извлечение металла охватывает всю область $ABOA$ и фронт извлечения подходит к эксплуатационным скважинам по самым длинным линиям тока. Полное время извлечения $t_s = t_1 + t_2$ (рис. XVIII-8). При кинетике извлечения типа растворения или необратимой десорбции концентрация металла в третий период снижается до нуля. При обратимой десорбции и в некоторых других случаях концентрация металла в этот период может снижаться неограниченно длительное время.

При разных скоростях фильтрации v кривые $c = f(\tau)$ будут различными. С ростом v максимум концентрации несколько уменьшается, а время его достижения и полное время извлечения металла t_s увеличиваются. При разных концентрациях реагента в нагнетательных скважинах зависимости $c = f(t)$ также будут различными. Именно с увеличением входной концентрации реагента максимум концентрации металла растет, время его наступления уменьшается, а время полного извлечения t_s увеличивается.

Будем на рис. XVIII-8 по оси абсцисс вместо t откладывать кратность обмена пор в руде $\tau = vt/ln_0$, где l — длина пути фильтрации, $v = \text{const}$ — ее скорость, n_0 — пористость. Тогда площадь между кривой $c = f(\tau)$ и осью абсцисс будет равна массе металла, извлеченного за время t_s из единицы объема руды P

$$P = n_0 \int_1^{\tau_s+1} c\, d\tau = \frac{v}{l}\int_{t_0}^{t_s+t_0} c(t)\, dt, \quad \left(\tau_s = \frac{vt_s}{n_0 l}\right). \qquad \text{(XVIII-33)}$$

Площадь между кривой $c_p = f(\tau)$ и осью абсцисс даст массу реагента, затрачиваемого на извлечение металла P_p

$$P_p = n_v \int_1^{\tau_s+1} c_p(\tau)\, d\tau. \qquad \text{(XVIII-34)}$$

Коэффициент извлечения металла из руды η и удельная затрата реагента ξ будут

$$\eta = \frac{P}{P_0}; \quad \xi = \frac{P_p}{P}, \qquad \text{(XVIII-35)}$$

где P_0 — общее (полное) содержание металла в руде по данным валового химического анализа.

Отметим, что кривые $C_1C_p = f(\tau)$ часто имеют резко выраженный, но узкий максимум, либо максимум с крутой ветвью подъема и пологой ветвью спада с резким, однако, снижением концентрации в конце кривой. Ввиду этого за время действия установки t_s изменения концентрации c могут быть осреднены. Средняя концентрация c_s будет

$$C_s = \frac{1}{t_s} \int_{t_0}^{t_s+t_0} C\,dt = \frac{Pl}{vt_s}, \qquad \text{(XVIII-36)}$$

где P — выражается по (XVIII-33).

В последние 10—12 лет в СССР и за рубежом выполнены опытные и опытно-промышленные разработки меди, никеля, марганца, кобальта, золота и других металлов методом химического их извлечения. Результаты этих разработок рассматриваются в работах [1, 3, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16].

ГЛАВА XIX

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДРЕНАЖЕЙ, ПРИМЕНЯЕМЫХ В ПРОМЫШЛЕННОМ И ГОРОДСКОМ СТРОИТЕЛЬСТВЕ

Основным назначением промышленных и городских дренажей является длительное понижение уровня подземных вод на территориях действующих или вновь строящихся промышленных предприятий и городов в целях общего благоустройства и оздоровления санитарной обстановки местности, предотвращения или борьбы с подтоплением подземных сооружений и коммуникаций, осушения садово-парковых участков, а также улучшения строительных свойств водоносных грунтов в основании сооружений.

Для этого необходимо, чтобы пониженный в результате действия дренажа уровень подземных вод располагался не выше определенной глубины от поверхности, т. е. иначе говоря, чтобы была выдержана так называемая «норма осушения». Согласно общесанитарным требованиям глубина залегания подземных вод в условиях промышленной и городской застройки должна быть не менее 1,5 м от поверхности Земли; эта глубина обычно отвечает и требованиям предупреждения пучения пылеватых и глинистых грунтов, служащих естественным основанием для дорожных покрытий городских улиц и заводских проездов.

Для нормального развития и существования различных древесных и кустарниковых насаждений необходимо, чтобы уровень подземных вод залегал ниже определенной глубины, так как в противном случае им угрожает гибель от вымокания. Эта глубина различна для разных видов растений, но обычно также не выходит за пределы нормы осушения, назначаемой по санитарным соображениям.

Основными видами подземных сооружений и коммуникаций в городах и на промышленных предприятиях, нуждающихся в защите от подтопления подземными водами с помощью дренажа, являются фундаменты и подвалы различных зданий, туннели, подземные галереи, теплофикационные каналы и т. п. В ближайшие годы в связи с расширением работ по освоению подземного пространства в крупных городах объекты защиты будут более крупными по своим размерам и располагаться на значительно бо́льших глубинах от поверхности. Для обеспечения защиты этих сооружений от подтопления необходимо, чтобы уровень подземных вод располагался ниже их оснований не менее чем на 0,5—1,0 м.

Учитывая современные глубины заложения подземных сооружений и коммуникаций, среднее значение нормы осушения для городов с многоэтажной застройкой и крупных промышленных предприятий принимают равным 3—4 м, а для небольших городов и поселков (при отсутствии подвалов и глубоких фундаментов) — около 1,5—2 м.

§ 1. Конструктивные типы и системы горизонтальных дренажей и условия их применения

В зависимости от конструктивных особенностей горизонтальные дренажи могут быть разбиты на следующие типы: канавы и лотки; закрытые дренажи со сплошным фильтрующим заполнением (из камня, фашин и т. п.); трубчатые дрены с использованием обычных труб и рыхлой обсыпки; галерейные дрены; дренажные штреки и штольни; пристенные и пластовые дрены.

В последнее время начинают применяться также лучевые дрены, трубчатые дрены с применением трубофильтров из пористых материалов, фильтрующих обмоток из стеклоткани и т. п.

Выбор типа дренажа в каждом конкретном случае производится с учетом гидрогеологических и инженерных условий участков их заложения; при этом могут быть использованы рекомендации табл. XIX-1.

В зависимости от схем расположения дренажных устройств в плане по отношению к защищаемой территории и к источникам поступления к ним дренажных вод можно выделить следующие системы горизонтальных дренажей: однолинейная (головная или береговая дрены); двухлинейная (наиболее часто комбинированное действие головной и береговой дрен); кольцевая; площадная из трубчатых или многолучевых дрен; смешанная (когда наряду с устройством искусственных дренажей используются также и естественные дрены — реки, водоемы, овраги и т. д.). Выбор системы дренажа в каждом конкретном случае производится с учетом расположения защищаемых сооружений и гидрогеологических особенностей участков их заложения, при этом могут быть использованы рекомендации табл. XIX-2.

Окончательный выбор того или иного типа и системы горизонтального дренажа производится на основе технико-экономического сравнения вариантов.

§ 2. Методы гидрогеологического расчета промышленных и городских горизонтальных дренажей

Все принципиальные вопросы проектирования дренажей — обоснование схемы их расположения и глубины заложения, определение дебита и построение депрессионных кривых и т. д. — решаются на основе гидрогеологических расчетов. Проектирование и расчет дренажей требуют участия гидрогеолога, который на основе изучения местных природных условий производит выбор расчетной схемы, определяет гидрогеологические параметры и производит основные расчеты дренажей.

Выбор расчетных схем определяется граничными условиями дренируемого водоносного пласта в плане и разрезе, условиями его питания, характером и степенью неоднородности водосодержащих пород, типом и системой дренажа.

При установлении граничных условий необходимо учитывать области питания и естественного дренирования водоносного пласта, а также положение водоупорных слоев в подошве и в кровле этих пластов. Можно выделить следующие наиболее типичные схемы расположения дренажей по отношению к областям питания и естественного дренирования водоносных пластов.

I тип. Дренируемая территория, а следовательно, и заложенный на ней дренаж расположены в водоносном пласте с заданными напорами на его границах; при этом работа дренажа не изменяет напора как на контуре питания, так и на контуре естественного дренирования.

II тип. Дренируемая территория расположена вблизи области естественного дренирования водоносного пласта (например, реки), а со стороны водораздела из отдаленной области питания к ней направляется поток подземных вод с заданным расходом; при этом как напор на нижней границе, так и расход потока при работе дренажа остаются неизменными.

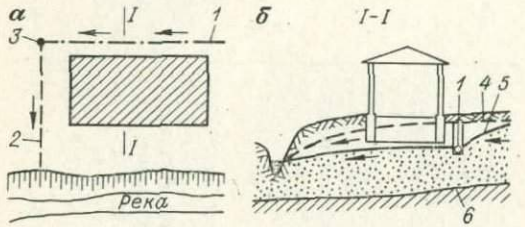
III тип. Дренируемая территория, а следовательно, и заложенный на ней дренаж, расположены между двумя фиксированными областями питания водоносного горизонта, напоры на которых не изменяются во времени.

Таблица XIX-1

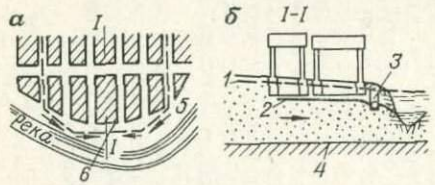
Типы горизонтального дренажа и условия их применения

Типы дренажей	Основные характеристики различных типов			Гидрогеологические условия для эффективного применения данного типа
	Преимущества	Недостатки	Наибольшая глубина заложения дренажа от поверхности Земли	
Открытые канавы	Простота устройства и эксплуатации; доступность для осмотра и ремонта	Малая глубина заложения; необходимость частых прочисток при эксплуатации; потери полезных площадей; необходимость устройства переходных мостиков; неустойчивость в слабых грунтах	До 1,5 м, реже до 2 м	Однородная толща пород. При небольшой мощности применяются совершенные дрены; при большой мощности — несовершенные дрены
Лотки	То же	Ограниченная глубина заложения; необходимость частых прочисток; потери полезных площадей; необходимость устройства переходных мостиков	До 3 м	Двухслойная толща (вверху слабопроницаемые породы, внизу — хорошо проницаемые); применяются несовершенные дрены, доведенные своим основанием до нижнего хорошо проницаемого слоя
Закрытые дрены	Простота устройства и эксплуатации	Ограниченная глубина заложения; короткий срок службы — 3—5 лет; часто невозможность развития дренажа в длину по условиям рельефа	До 3 м	Разнородная толща пород; при небольшой ее мощности применяют совершенные дрены, которыми прорезается вся толща
Трубчатые дрены	Простота эксплуатации; длительный срок действия; возможность эффективного дренирования разнородных по водопроницаемости пород; возможность эффективного контроля за работой дрены в процессе ее эксплуатации	Ограниченная глубина заложения; недостаточная перехватывающая способность при залегании ниже дрены более проницаемых пород	До 5—6 м, реже до 8 м	То же
Галерейные дрены, проходимые открытым способом	Возможность эффективного дренирования разнородных по водопроницаемости пород; доступность для осмотра	Ограниченная глубина заложения	До 8—10 м	То же
Дренажные штреки и штольни	Возможность проходки под застроенными участками, доступность для осмотра	Недостаточная перехватывающая способность при залегании ниже основания дрены более водопроницаемых пород	Любая практически необходимая глубина	То же
Пристенные дрены	Возможность полного перехвата подземных вод; высокая защитная способность в слабопроницаемых породах; простота устройства; надежность в эксплуатации и возможность использования для укладки дрены строительного котлована	Невозможность применения для дренирования осуществленных сооружений; трудность ремонта и реконструкции дренажа в процессе эксплуатации защитных сооружений	В пределах глубины заложения защищаемых сооружений	Предпочтительно в слабопроницаемых породах; плохо отдающих воду при дренировании
Пластовые дрены	Возможность защиты подземных сооружений от подтопления и сырости в слабопроницаемых глинистых породах (там, где другие дрены линейного типа не могут дать необходимого эффекта); высокая водозащитная способность в слабопроницаемых породах; возможность укладки дрены в строительных котлованах (т. е. без прорытия)	Невозможность применения для дренирования осуществленных сооружений; нецелесообразность устройства в хорошо проницаемых породах; ограниченность зоны дренирования; невозможность ремонта и реконструкции дренажа в процессе эксплуатации защищаемых сооружений	То же	То же
Лучевые дрены	Возможность осуществления для защиты уже построенных сооружений; высокая эффективность дренирования маломощных слоистых пород	Трудность осуществления при наличии разветвленной сети подземных коммуникаций; необходимость принудительного отвода дренажных вод; в слабопроницаемых породах целесообразно использовать вакуумирование	Любая, практически необходимая глубина	Преимущественно в слоистых толщах, для дренирования маломощных водоносных слоев

Системы дренажей	Основные характеристики: Преимущества	Недостатки	Инженерно-гидрогеологические условия для эффективного применения данной системы
Однолинейные системы: без поперечных дрен	Возможность перехвата потока подземных вод небольшой мощности при относительно небольшой протяженности дренажа	Недостаточно высокий перехватывающий эффект в потоках большой мощности с образованием сравнительно узкой депрессионной воронки	Узкие вытянутые в длину дренируемые участки, сложенные хорошо проницаемыми породами (в особенности при их расположении вблизи водоемов или слабопроницаемых массивов)
с одной поперечной дреной (Г-образная система)	Возможность более интенсивного перехвата подземных вод на одном из концевых участков защищаемой территории	Удлинение дренажа (часто все же недостаточно высокий дренирующий эффект в потоках большой мощности)	Те же условия, но при местном уширении дренируемого участка и необходимости перехвата здесь потока подземных вод, возникающего в обход дренажа
с двумя поперечными дренажами (П-образной системы)	Еще бóльшая возможность перехвата потока подземных вод с образованием равноуширенной депрессионной воронки в сторону участка защиты	Еще бóльшее удлинение дренажа; иногда все же недостаточный дренирующий эффект	Те же, что и ранее, но при равномерном уширении дренируемого участка и некоторого его удаления от водоема или слабопроницаемого массива
Двухлинейные системы	Возможность получения высокого дренирующего эффекта на участках защиты с образованием широких депрессионных воронок	Резкое увеличение протяженности дренажных линий по сравнению с однолинейными системами	Широкие участки, расположенные вблизи водоемов и сложенные хорошо проницаемыми породами

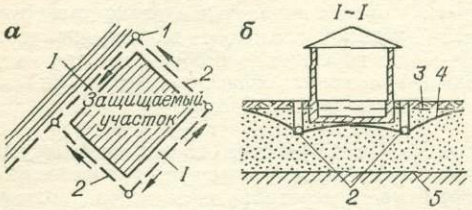


Головные дренажи Г-образной формы в плане (*а*) и поперечном разрезе (*б*).
1 — головная дрена; *2* — поперечная сбросовая линия; *3* — смотровой колодец; *4* — непониженный уровень подземных вод; *5* — пониженный уровень подземных вод; *6* — водоупор



Береговые дренажи П-образной формы в плане (*а*) и разрезе I—I (*б*)
1 — непониженный уровень подземных вод; *2* — пониженный уровень подземных вод; *3* — береговая дрена; *4* — водоупор; *5* — трассы береговой дрены; *6* — перекачечная станция

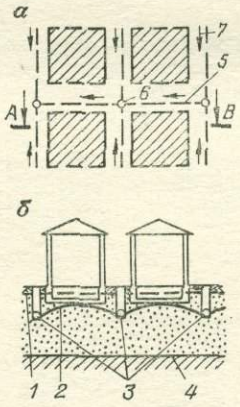
Системы дренажей	Основные характеристики
	Преимущества
Кольцевые (контурные) системы: одноконтурная	Большие возможности в *отношении получения высо*кого дренирующего эффекта на участках защиты (в осо*бенности на водоразделах*)



Кольцевые одноконтурные дренажи в плане (*а*) и разрезе I—I (*б*).

1 — смотровой колодец, *2* — кольцевая дрена; *3* — непониженный уровень подземных вод; *4* — пониженный уровень подземных вод; *5* — водоупор

многоконтурная	Возможность получения общего дренирующего эффекта при эксплуатации одновременно работающих локальных дренажных систем
Площадные (систематические) дренажи	Неглубокое заложение горизонтальных дрен (иногда возможность их совмещения с поверхностным водоотводом)



Площадные (систематические) дренажи в плане (*а*) и разрезе *AB* (*б*).

1 — непониженный уровень подземных вод; *2* — пониженный уровень подземных вод; *3* — дрены-осушители; *4* — водоупор; *5* — дренажный коллектор; *6* — смотровые колодцы

Стрелками показано направление стока

различных систем

Недостатки	Инженерно-гидрогеологические условия для эффективного применения данной системы
Бóльшее увеличение протяженности дренажа	Островные или полуостровные участки в районе водохранилищ, защищаемые от подтопления; локальное дренирование на промышленных и городских территориях при инфильтрационном питании дренируемого горизонта
Бóльшие затраты на устройство дренажных систем	На промышленных площадках и городских территориях находят применение для целей общего их дренирования и для защиты отдельных подземных сооружений
Большая протяженность сети и трудность достижения значительных понижений уровня подземных вод на дренируемых участках	Применимы при питании дренируемого водоносного горизонта «сверху» — за счет инфильтрации атмосферных осадков и хозяйственных вод

Системы дренажей	Основные характеристики
	Преимущества
Лучевые дренажи	Возможность дренирования уже застроенных участков без существенного нарушения их поверхности на большую глубину
Смешанные системы: с использованием естественных дрен	Ограничение протяженности искусственного дренажа за счет организации откачек воды из естественных дрен
с применением придамбовых дренажей	В сочетании однолинейных дрен с придамбовым дренажем высокая эффективность системы (при возможности снижения расходов дренажных вод, отбираемых береговой дреной)

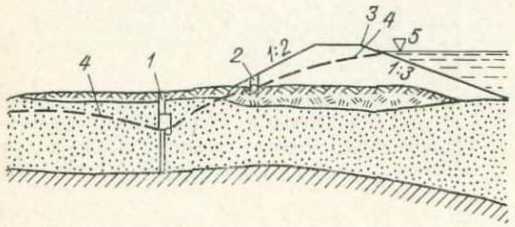


Схема работы берегового дренажа совместно с придамбовым дренажем.
1 — береговая дрена; *2* — придамбовый дренаж; *3* — дамба обвалования; *4* — депрессионные кривые при совместной работе обеих дрен; *5* — горизонт воды в реке после устройства плотины

IV тип. Дренируемая территория или участок расположены в водоносном пласте с удаленными границами питания и естественного дренирования, получают инфильтрационное питание и в расчетах принимается так называемый радиус действия дренажных сооружений.

Характер и степень неоднородности пород, слагающих дренируемые территории, существенно влияют на тип и глубину заложения дренажей, а также на их расчеты. В природных условиях литологические особенности и степень водопроницаемости пород почти всегда претерпевают те или иные изменения как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, часто образуя двухслойные и многослойные системы строения горных пород. Обычно при аналитических расчетах двухслойные и многослойные системы приводятся по известным методам к однородным.

Методы гидрогеологического расчета промышленных и городских дренажей могут быть подразделены на аналитические, экспериментальные и смешанные (т. е. совместное использование аналитических и экспериментальных методов); при этом все методы в основном базируются на теории установившегося движения подземных вод. Лишь в отдельных случаях возникает необходимость в применении теории неустановившегося движения.

Аналитические методы находят наибольшее применение в практике; экспериментальный же метод (моделирование на электроинтеграторах) и его сочетание с аналитическими расчетами необходимы в особо сложных случаях — геометри-

Продолжение табл. XIX-2

различных систем	
Недостатки	Инженерно-гидрогеологические условия для эффективного применения данной системы
Необходимость применения принудительного отвода дренажных вод	Применимы для дренирования застроенных участков, сложенных слоистыми породами, при малых мощностях водоносного горизонта
Недостаточно высокая фильтрационная способность естественных дрен из-за кольматации их русел и берегов; необходимость частых расчисток этих русел при эксплуатации системы	Применимы главным образом при защите прибрежных участков от подтопления, при наличии и благоприятном расположении здесь естественных дрен, русла и берега которых сложены хорошо проницаемыми породами
Увеличение общей протяженности дренажной сети	Придамбовый дренаж обязателен на обвалованных высокими дамбами участках защиты от подтопления в тех случаях, когда они находятся под большим напором, что особенно важно при высоких горизонтах воды в водохранилище

чески неправильные схемы расположения дренажей, неоднородные водоносные пласты в плане и в разрезе, сложные очертания их контуров питания и естественного дренирования и т. д.

Аналитические методы гидрогеологического расчета горизонтальных дренажей в зависимости от схемы их расположения в плане, источников питания дренируемого водоносного горизонта и направления подземных вод могут быть сведены к расчету:

1) «головного дренажа» (т. е. однолинейной дрены), расположенного по верхней границе дренируемой территории и работающего в условиях потока подземных вод;

2) «берегового дренажа» (т. е. также однолинейной дрены), расположенного параллельно береговой линии водоема и перехватывающего, с одной стороны, подземные воды, движущиеся к нему с водораздела, и с другой — фильтрационные воды, поступающие в него из водоема;

3) двухлинейного дренажа, т. е. двух взаимодействующих между собой дрен; одна из них располагается обычно по верхней границе дренируемой территории (выполняет роль «головного дренажа»), вторая — по нижней ее границе, обычно параллельно береговой линии водоема (осуществляет роль «берегового дренажа»);

4) «кольцевого дренажа», т. е. дрены, прокладываемой по периметру дренируемого участка на некотором расстоянии от защищаемых сооружений;

5) «площадного дренажа», т. е. системы дрен, расположенных на одинаковых расстояниях параллельно друг другу, при питании дренируемого водоносного пласта сверху за счет инфильтрации атмосферных осадков, хозяйственных вод и т. п.;

6) «пристенного дренажа», т. е. трубчатой совершенной дрены, уложенной непосредственно за стенками защищаемых сооружений и принимающей подземные воды сбоку;

7) «пластового дренажа», т. е. фильтрующих слоев, укладываемых в основании и за стенками защищаемых подземных сооружений и принимающих подземные воды как снизу, так и с боков;

8) «лучевого дренажа», т. е. системы горизонтальных взаимодействующих дрен, заложенных в виде лучей из шахтного колодца и понижающих уровень подземных вод на участках существующих сооружений (расчеты лучевого дренажа приведены выше в гл. XIV).

Расчеты однолинейного горизонтального дренажа. Расчеты заключаются в установлении оптимального положения дрен по отношению к области питания — для головного дренажа и к области естественного дренирования — для берегового дренажа, при которых их дебит при прочих равных условиях приближается к минимальным своим значениям; в выборе необходимой глубины заложения дрены; в установлении дебита (в береговом дренаже как при меженном, так и при паводковом горизонтах воды в водоеме); в построении депрессионных кривых на дренируемой территории (иногда их развития во времени).

Расчет головного дренажа. Рассмотрим наиболее часто встречающийся случай, когда дренируемая территория находится между двумя границами с постоянными заданными напорами подземных вод, причем работа дренажа не изменяет напора на контурах их питания и естественного дренирования. В этом случае расчет головного дренажа производится следующим образом.

Для определения дебита дрен совершенного типа (рис. XIX-1, *а*) используется формула Дюпюи

$$Q_0 = \frac{K}{2}\left(\frac{H_1^2}{B_1} + \frac{H_2^2}{B_2}\right); \qquad \text{(XIX-1)}$$

для определения дебита дрен несовершенного типа — формула Романова

$$Q_0 = \frac{K}{2}\left[\frac{h_1^2}{B_1} + \frac{h_2^2}{B_2} + \frac{2{,}73\,(H_s - T)}{\lg\dfrac{T}{\pi r_c} + \dfrac{1{,}36 B_1 B_2}{T\,(B_1 + B_2)}}\right], \qquad \text{(XIX-2)}$$

где Q_0 — приток к дрене на 1 м ее длины L; $Q = Q_0 L$; K — коэффициент фильтрации дренируемого пласта; r_c — радиус дрены; $H_s = \sqrt{B_2/(B_1 + B_2)\,(H_1^2 - H_2^2) + H_2^2}$ — мощность пласта у дрены; остальные обозначения показаны на рис. XIX-1, *а*.

При построении депрессионной кривой для дрены совершенного типа в сторону области питания или дренирования используются соответственно формулы

$$H_x = H_1\sqrt{\frac{x}{B_1}} \quad \text{и} \quad H_x = H_2\sqrt{\frac{x}{B_2}}, \qquad \text{(XIX-3)}$$

где x — расстояние от дрены до искомой точки H_x (в любую сторону имеет положительные значения).

Для дрены несовершенного типа (рис. XIX-1, *б*) применяют формулу

$$H_x = \frac{Q_0}{\pi K}\ln\left|1 - \exp\left[-\frac{\pi\,(x - x_0)}{T_0}\right]\right| +$$

$$+\left(\frac{1}{2} - \frac{x}{B_1 + B_2}\right)(H_1 - H_2) + H_2 - \frac{Q_0 B_1}{K T_0}\left(\frac{1}{2} - \frac{x}{B_1 + B_2}\right), \qquad \text{(XIX-4)}$$

где H_x — мощность безнапорного горизонта (при работе дренажа) на расстоянии x от средней линии oy (рис. XIX-1, *б*), проходящей на половине расстояния от гра-

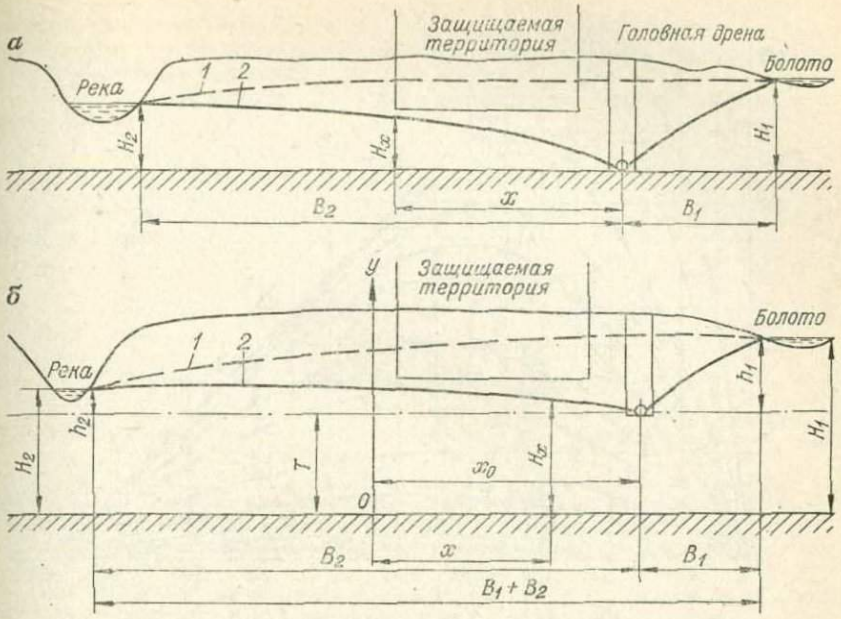


Рис. XIX-1. Схемы к расчету головного дренажа совершенного типа (*а*) и несовершенного типа (*б*).

1 — уровень подземных вод до работы дренажа; *2* — кривая депрессии.

ниц потока $(B_1 + B_2)/2$ (считая по подошве водоупора); x — расстояние от искомой точки депрессионной кривой до средней линии oy; при этом в области питания x будут иметь отрицательные значения, а в области естественного дренирования — положительные; x_0 — расстояние от средней линии oy до дрены; T_0 — средняя мощность потока равна $T + (h_1 + h_2)/2$; $h_1 = H_1 - T$, $h_2 = H_2 - T$. Значения $\ln\left|1 - \exp\left[-\frac{\pi(x - x_0)}{T_0}\right]\right|$ находятся по графику (см. рис. XIX-7, *а*).

Приведенные формулы справедливы для расчета дрен в условиях сформировавшейся депрессионной поверхности (т. е. при установившемся движении воды к дренам). В период же формирования депрессии дебиты будут большими, а положение депрессионных кривых более высоким. Изменение кривых депрессии и дебита дрен в процессе формирования может быть проанализировано с помощью формулы Веригина. Глубина потока подземных вод между областью питания (или соответственно областью дренирования) и дреной в каком-либо заданном сечении (рис. XIX-2) в любой отрезок времени может быть определена в этом случае по формуле

$$h_{xt} = \sqrt{h_e^2 + (h_1^2 - h_0^2)\left[f\left(x\tau/B\right) - 1 + x/B\right]}, \qquad \text{(XIX-5)}$$

где h_e — естественная глубина потока в сечении x (т. е. до работы дренажа); h_0 — глубина воды в месте расположения дрены, считая от водоупора.

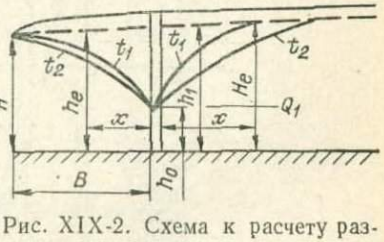


Рис. XIX-2. Схема к расчету развития депрессионных воронок во времени.

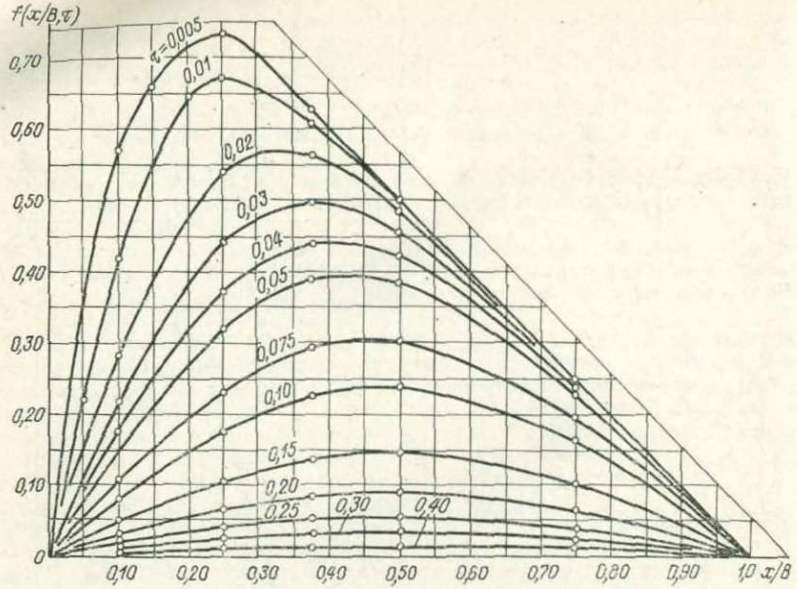


Рис. XIX-3. График функции $f\,(x/B,\,\tau)$.

Функция $f\,(x/B,\,\tau)$ определяется по графику (рис. XIX-3), где $\tau = a_y t/B^2$; $a_y = \dfrac{K\,(h_1 + h_2)}{2\mu}$ — коэффициент уровнепроводности, м²/сутки.

Изменение дебита дрены во времени может быть подсчитано по формуле

$$Q_t = K\left[\frac{H^2 - h_0^2}{2B} + \frac{h_1^2 - h_0^2}{2B}\,f\left(\frac{a_y t}{B^2}\right)\right], \qquad \text{(XIX-6)}$$

где Q_t — приток к дрене на 1 м длины; H — напор в области питания (и соответственно в области естественного дренирования); $f\,(a_y t/B^2)$ — определяется по табл. XIX-3.

Расчет берегового дренажа. Рассмотрим наиболее часто встречающийся случай, когда дренируемая территория расположена на берегу водоема, а со стороны водораздела к ней, из отдаленной области питания направляется поток подземных вод с расходом q. Напор на нижней границе потока

Таблица XIX-3

Зависимость функции $f\,(a_y t/B^2)$ от $a_y t/B^2$

$a_y t/B^2$	$f\,(a_y t/B^2)$	$a_y t/B^2$	$f\,(a_y t/B^2)$
0	∞	0,15	0,46
0,02	3,00	0,20	0,28
0,03	2,25	0,30	0,10
0,04	1,82	0,40	0,0039
0,05	1,52	0,50	0,015
0,075	1,08	0,70	0,0045
0,10	0,78	∞	0

в водоеме H и расход потока q из области питания при работе дренажа остаются неизменными. В этом случае для расчета берегового дренажа могут быть использованы следующие формулы.

Дебит как совершенных, так и несовершенных дрен определяется по формуле Аверьянова

$$Q_0 = \frac{2\alpha_1}{(1+\alpha_1)}\left[q + \frac{K(H^2 - h_0^2)}{2B}\right]. \qquad \text{(XIX-7)}$$

При построении депрессионной кривой в сторону водораздела применяют формулу Аверьянова

$$H_x = h_0 + \left[\frac{(1-\alpha)}{(1+\alpha)}(H - h_0)\right] + \left[\frac{\left(1 + \frac{\alpha}{\alpha_x}\right) qx}{(1+\alpha) Kh_0}\right], \qquad \text{(XIX-8)}$$

где $A = 1{,}47 \lg \frac{1}{\sin \pi d/2h_0}$ определяется по графику (рис. XIX-4); d — диаметр дрены; $\alpha = \frac{1}{1 + \frac{h_0}{B} A}$ и $\alpha_x = \frac{1}{1 + \frac{h_0}{x} A}$; h_0 — превышение уровня воды в дрене над водоупором; x — расстояние от дрены в сторону водораздела до точки, для которой определяется H_x; q — приток со стороны водораздела на полосе в 1 м, определяемый обычными гидрогеологическими методами; B — расстояние от дрены до водоема.

При построении депрессионной кривой на участке от дрены до водоема используют формулу

$$H_x = \sqrt{\frac{x}{B}(H^2 + h_0^2) + h_0^2}. \qquad \text{(XIX-9)}$$

В этом случае, если водоем не полностью прорезает дренируемый пласт и является как бы несовершенной дреной, вместо B вводится значение $\bar{B}$:

$$\bar{B} = B + 0{,}44h.$$

Изменение глубины потока и дебит дренажа во времени, т. е. в период формирования депрессионной поверхности, может быть определено по формуле Веригина:

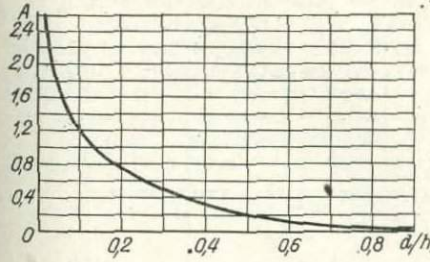


Рис. XIX-4. График для определения A.

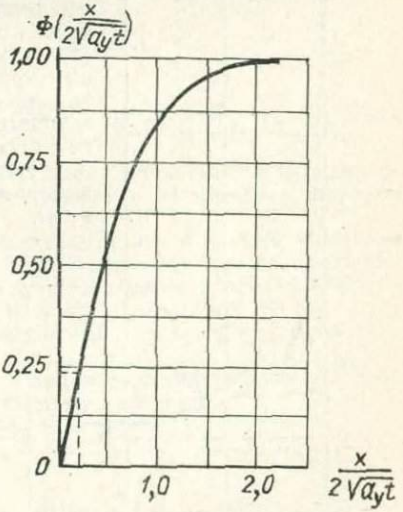


Рис. XIX-5. График функции $\Phi\left(\frac{x}{2\sqrt{a_y t}}\right)$.

а) в сторону водораздела (см. рис. XIX-2, *б*) при установлении глубины потока

$$h = \sqrt{h_e^2 - (h_1^2 - h_0^2)\left[1 - \Phi\left(x/2\sqrt{a_y t}\right)\right]}, \qquad \text{(XIX-10)}$$

где $\Phi\left(x/2\sqrt{a_y t}\right)$ — интеграл вероятности, определяемый по графику (рис. XIX-5);
при подсчете дебита дрены

$$Q_t = \frac{K\left(h_1^2 - h_0^2\right)}{\sqrt{a_y t}} + q; \qquad \text{(XIX-11)}$$

б) в сторону водоема (см. рис. XIX-2) — по формулам (XIX-5) и (XIX-6).

Все приведенные выше формулы для расчета однолинейных горизонтальных дренажей получены исходя из большой их длины. Дренирующее же действие коротких дрен меньше, чем длинных. Поэтому при расчетах дебита коротких дрен и построении депрессии на участках их действия следует вводить в расчеты коэффициент короткости λ для дебита или обратную ему величину $1/\lambda$ для кривых депрессии, т. е., иначе говоря, дебиты, получаемые по формулам, умножить на величину λ, а подсчитанные значения $S_x = (H - H_x)$ — на $1/\lambda$. Коэффициент короткости λ, по С. Ф. Аверьянову, зависит от отношения длины дрены L к ширине потока m, а также от отношения той же длины к расстоянию B_p от дрены до области естественного дренирования или водоема. Его значения могут быть определены по графику (рис. XIX-6). При этом для построения депрессионных кривых в зоне действия дренажа можно приближенно считать, что коэффициент короткости λ посередине дренажа может быть принят равным единице; на концевых же его участках он должен быть принят равным полному его значению, определяемому по графику (рис. XIX-6).

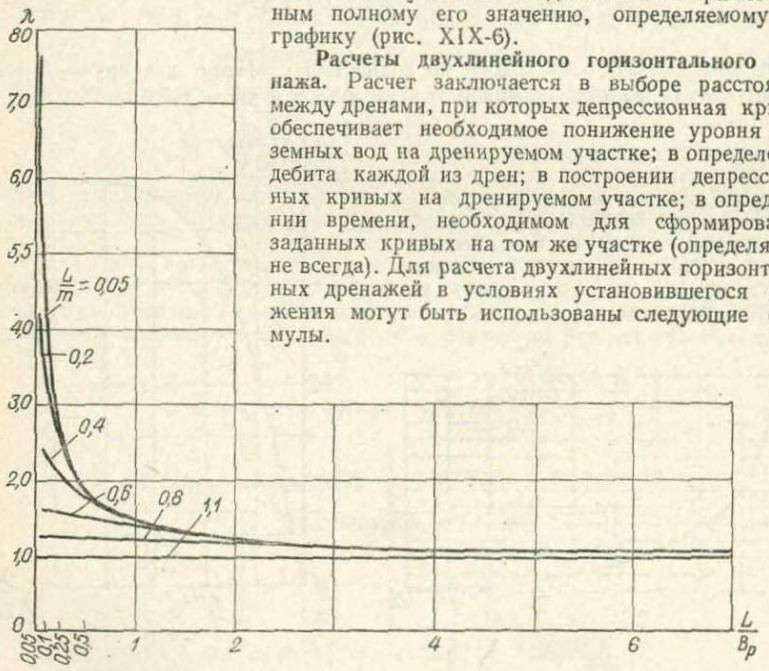


Рис. XIX-6. График зависимости коэффициента λ от L/B_p для различных значений L/m.

Расчеты двухлинейного горизонтального дренажа. Расчет заключается в выборе расстояний между дренами, при которых депрессионная кривая обеспечивает необходимое понижение уровня подземных вод на дренируемом участке; в определении дебита каждой из дрен; в построении депрессионных кривых на дренируемом участке; в определении времени, необходимом для сформирования заданных кривых на том же участке (определяется не всегда). Для расчета двухлинейных горизонтальных дренажей в условиях установившегося движения могут быть использованы следующие формулы.

Единичный расход к каждой из двух горизонтальных совершенных дрен (рис. XIX-7) определяется соответственно как

$$Q_I' = KH_1^2/2B_1 \quad \text{и} \quad Q_{II}' = KH_2^2/2B_2. \tag{XIX-12}$$

Депрессионные кривые в сторону от дрен строятся по формуле (XIX-3). Что касается положения пониженного уровня между двумя дренами, то после сформирования депрессионной воронки уровень устанавливается примерно на отметках воды в самих дренах.

Расчет дебита двух горизонтальных дрен несовершенного типа при их несимметричном положении к контурам естественного дренажа (рис. XIX-7, *б*) производится по формулам Романова:

$$Q_I' = q_1' + q_3' \quad \text{и} \quad Q_{II}' = q_2' + q_4', \tag{XIX-13}$$

где $q_1' = Kh_1^2/2B_1$, $h_1 = H_1 - T$ и $q_2' = Kh_2^2/2B_2$, $h_2 = H_2 - T$.

Значения q_3' и q_4' находятся путем совместного решения системы двух уравнений

$$\left.\begin{aligned} q_3' &= \frac{1{,}37K(H' - H_{01})}{\lg\frac{T}{\pi r_1} + \frac{1{,}37B_1B_2}{T(B_1 - B_2)}}; \\ q_4' &= \frac{1{,}37K(H'' - H_{02}')}{\lg\frac{T}{\pi r_2} + \frac{1{,}37B_1'B_2'}{T(B_1 + B_2)}}; \end{aligned}\right\} \tag{XIX-14}$$

где H_{01} и H_{02} — высота уровней воды соответственно в I и II дренах над водоупором; H' — напор воды у I дрены при работе II дрены; H'' — напор у II дрены при работе I дрены; r_1 и r_2 — радиусы соответственно I и II дрен.

Значения H' и H'' определяются по формулам

$$H' = \frac{q_4'}{\pi K}\ln\left|1 - \exp\left[-\frac{\pi(x_{01} - x_{02})}{T}\right]\right| +$$

$$+\left(\frac{1}{2} - \frac{x_{01}}{B_1 + B_2}\right)(H_1 - H_2) + H_2 - \frac{q_4'B_1}{KT}\left(\frac{1}{2} - \frac{x_{01}}{B_1 + B_2}\right); \tag{XIX-15}$$

$$H'' = \frac{q_3'}{\pi K}\ln\left|1 - \exp\left[-\frac{\pi(x_{02} - x_{01})}{T}\right]\right| +$$

$$+\left(\frac{1}{2} - \frac{x_{02}}{B_1 + B_2}\right)(H_1 - H_2) + H_2 - \frac{q_3'B_1}{KT}\left(\frac{1}{2} - \frac{x_{02}}{B_1 + B_2}\right), \tag{XIX-16}$$

где x_{01} и x_{02} — расстояния до некоторой средней линии (начало координат), проходящей посередине между областями питания и естественного дренажа (соответственно до I и II дрен).

Для определения q_3' и q_4' вначале подставляют все известные численные значения в формулы (XIX-15) и (XIX-16), соответствующим образом преобразовывая их. Затем в уравнение (XIX-14) вместо H' и H'' подставляют полученные формулы и известные численные значения остальных величин. В результате решения системы из двух полученных уравнений относительно q_3' и q_4' определяют их численные значения.

Ординаты депрессионной кривой при работе двух горизонтальных дрен несовершенного типа могут быть подсчитаны по уравнению

$$H_x = \frac{Q_I'}{\pi K}\ln\left|1 - \exp\left[-\frac{\pi(x - x_{01})}{T_0}\right]\right| - \frac{Q_IB_1}{KT_0}\left(\frac{1}{2} - \frac{x}{B_1 + B_2} +\right.$$

$$+\frac{Q_{II}'}{\pi K}\ln\left|1 - \exp\left[-\frac{\pi(x - x_{02})}{T_0}\right]\right| - \frac{Q_{II}B_1}{KT_0}\left(\frac{1}{2} - \frac{x}{B_1 + B_2} + H_2 +\right.$$

$$\left.+\frac{H_1 - H_2}{B_1 + B_2}\right)\rho, \tag{XIX-17}$$

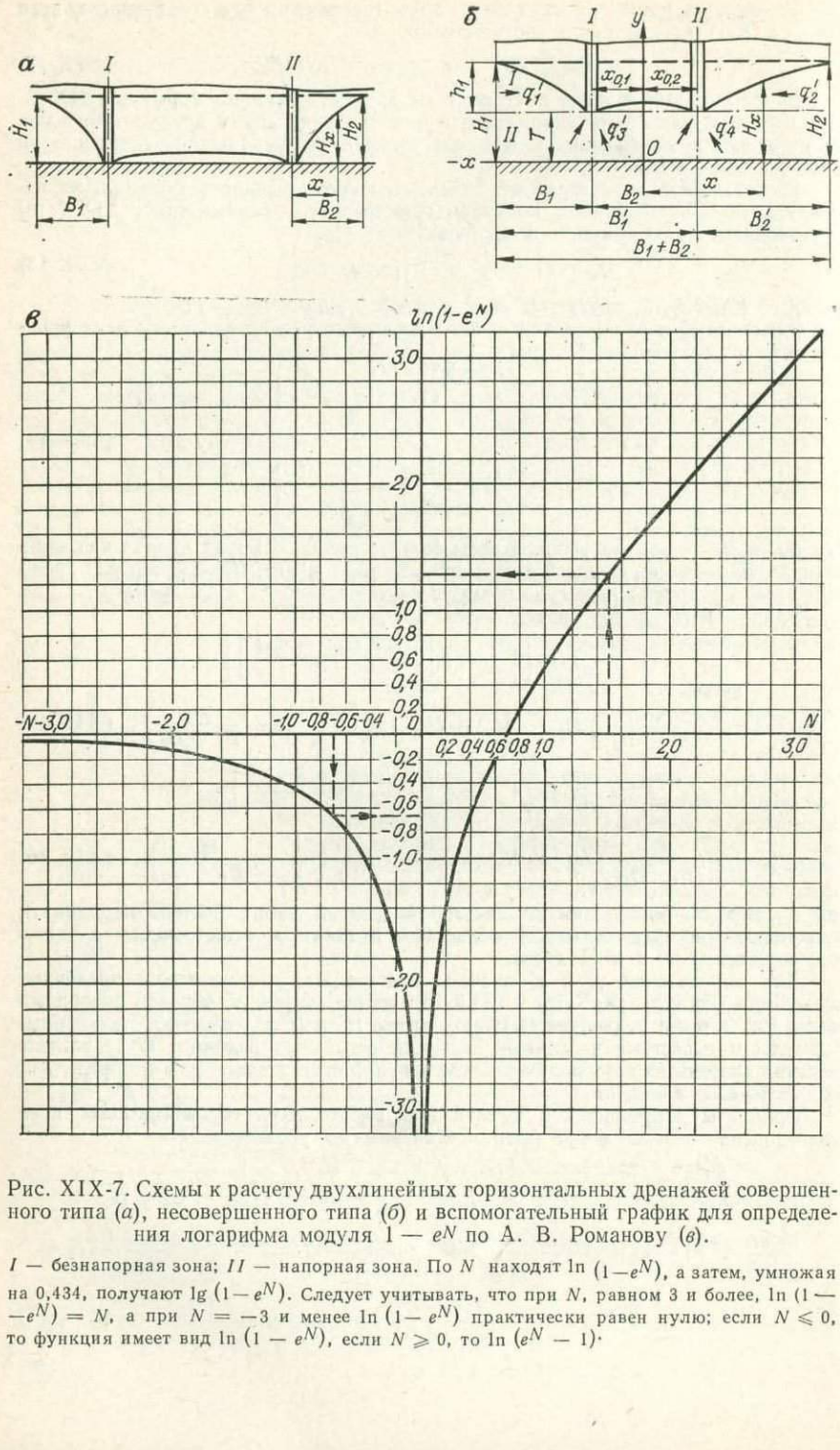


Рис. XIX-7. Схемы к расчету двухлинейных горизонтальных дренажей совершенного типа (*а*), несовершенного типа (*б*) и вспомогательный график для определения логарифма модуля $1 - e^N$ по А. В. Романову (*в*).

I — безнапорная зона; *II* — напорная зона. По N находят $\ln(1-e^N)$, а затем, умножая на 0,434, получают $\lg(1-e^N)$. Следует учитывать, что при N, равном 3 и более, $\ln(1-e^N) = N$, а при $N = -3$ и менее $\ln(1-e^N)$ практически равен нулю; если $N \leqslant 0$, то функция имеет вид $\ln(1-e^N)$, если $N \geqslant 0$, то $\ln(e^N - 1)$.

где x — расстояние от средней линии Oy (рис. XIX-7, *б*) до точки, в которой определяется H_x; ρ — расстояние от этой же точки до области естественного дренажа.

При определении $\ln\left|1-\exp\left[-\frac{\pi(x-x_{01})}{T_0}\right]\right|$ и $\ln\left|1-\exp\left[-\frac{\pi(x-x_{02})}{T_0}\right]\right|$ следует использовать график (рис. XIX-7, *а*).

В случае симметричного расположения двухлинейного горизонтального дренажа несовершенного типа по отношению к области питания и естественного дренирования (рис. XIX-8) их расчет может быть выполнен по формулам Абрамова:

$$Q_0' = Kh\left[\frac{h}{B}+\frac{\pi}{\ln\frac{T}{\pi r_c}+\frac{\pi B(B+b)}{T(2B+b)}-\ln\left|1-\exp\left[-\frac{\pi b}{T}\right]\right|-\frac{\pi B}{2T}-\frac{\pi Bb}{2T(2B+b)}}\right] \quad \text{(XIX-18)}$$

Депрессионная кривая рассчитывается по уравнению

$$H_x = \frac{Q_0'}{\pi K}\left[\ln\left|1-\exp\left[-\frac{\pi\left(x+\frac{b}{2}\right)}{T}\right]\right|+\right.$$

$$\left.+\ln\left|1-\exp\left[-\frac{\pi\left(x-\frac{b}{2}\right)}{T}\right]\right|-\frac{\pi\left(B+\frac{b}{2}-x\right)}{T}\right]+H. \quad \text{(XIX-19)}$$

Для точки, лежащей посередине между двумя дренами, уравнение (XIX-19) принимает вид

$$H_{x_0} = \frac{Q_0'}{\pi K}\left[\ln\left|1-\exp\left[-\frac{\pi b}{2T}\right]\right|+\ln\left|1-\exp\left[\frac{\pi b}{2T}\right]\right|-\right.$$

$$\left.-\frac{\pi\left(B+\frac{b}{2}\right)}{T}\right]+H. \quad \text{(XIX-20)}$$

Время t, необходимое для понижения уровня воды посередине между двумя дренами до h, может быть приближенно подсчитано по формулам Козлова:

а) при работе двух совершенных дрен

$$t = \frac{\mu b^2(H-0{,}68h_0)}{5hKH}, \quad \text{(XIX-21)}$$

б) при работе двух несовершенных дрен

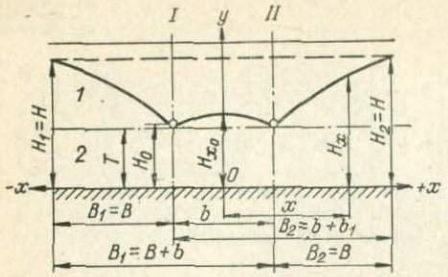
$$t = \frac{\mu b^2(H-0{,}68h_0)}{5hKH\sqrt{A}}, \quad \text{(XIX-22)}$$

где μ — коэффициент водоотдачи осушаемой толщи пород; b — расстояние между дренами; H — мощность водоносного пласта;

$$A = 1+5{,}5\sqrt{\frac{H-H_1}{H_1}-\frac{r_c}{H_1}};$$

H_1 — превышение непониженного уровня подземных вод над уровнем воды в дрене.

Расчеты кольцевых горизонтальных дренажей. Расчет заключается в выборе их глубины заложения, в определении необходимого понижения уровня подземных вод в центре кольца и дебита дрен при установившемся режиме фильтрации. Иногда возникает также необходимость в определении времени формирования



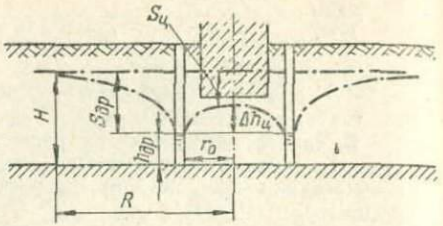


Рис. XIX-8. Схема к расчету двухлинейного симметрично расположенного горизонтального дренажа несовершенного типа.

1 — безнапорная зона; 2 — напорная зона.

Рис. XIX-9. Схема к расчету кольцевого горизонтального дренажа совершенного типа.

депрессионной воронки, т. е. времени осушения (неустановившийся режим фильтрации). Кольцевые дренажи с гидродинамической точки зрения аналогичны грунтовым колодцам (скважинам), работающим с постоянным понижением в них уровня воды. Однако в отличие от них внутри дренажного контура имеется толща *водонасыщенных грунтов, на осушение которых потребуется определенное время.* Вначале рассмотрим работу кольцевого совершенного дренажа.

Основной приток воды в дренаж в условиях установившегося режима поступает с внешней стороны контура питания, и он может быть определен по формуле Дюпюи (рис. XIX-9):

$$Q = \frac{\pi K (2H - S_{др}) S_{др}}{\ln \frac{R}{r_0}}, \qquad \text{(XIX-23)}$$

где Q — суммарный расход дренажа; H — мощность дренируемого пласта; R — радиус депрессии, считая от центра дренажа; r_0 — приведенный радиус дренажа; $S_{др}$ — понижение уровня грунтовых вод на контуре дренажа.

В условиях неустановившегося режима при расположении кольцевого дренажа в неограниченном в плане потоке его дебит будет уменьшаться во времени. В этом случае переменный во времени дебит дренажа при поступлении воды с внешней стороны может быть определен по формуле Л. С. Лейбензона:

$$Q_{внеш} = [2\pi K (2H - S_{др}) S_{др}]/R_{сов}, \qquad \text{(XIX-24)}$$

где $R_{сов}$ — показатель гидравлического сопротивления при работе совершенного дренажа.

В свою очередь

$$\frac{1}{R_{сов}} = \frac{2}{\pi^2} \int_0^\infty \frac{\exp(-f_0 x^2)\, dx}{x [I_0^2(x) + Y_0(x)]} \quad \text{при } f_0 = at/r_0^2; \qquad \text{(XIX-25)}$$

где t — время от начала работы дренажа, сутки; a — коэффициент уровнепроводности, м²/сутки; $I_0(x)$, $Y_0(x)$ — функции Бесселя первого и второго порядка.

Значения функции $1/R_{сов}$ в зависимости от f_0 приведены на рис. XIX-10.

Понижение уровня подземных вод в любой точке дренируемого пласта на расстоянии $r \geqslant r_0$ определяется по формуле

$$\frac{H^2 - h_r^2}{H^2 - h_{др}^2} = 1 - \frac{2}{\pi} \int_0^\infty e^{-a^2 x t} \frac{I_0(xr) Y_0(xr_0) - Y_0(xr) I_0(xr_0)}{I_0^2(xr_0) + Y_0^2(xr_0)} \frac{dx}{x} = \theta_r, \qquad \text{(XIX-26)}$$

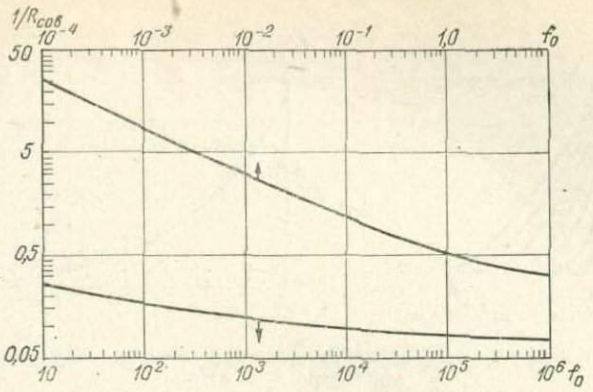


Рис. XIX-10. График функции $1/R_{сов}$ для горизонтального совершенного дренажа, работающего с постоянным понижением.

где h_r — глубина потока на расстоянии r от дрены; $h_{др}$ — глубина потока на контуре дрены.

Значения θ_r для различных аргументов r/r_0 и at/r_0^2 приведены в работе Л. С. Лейбензона (рис. XIX-11).

Приток воды в тот же дренаж из внутренней области по сравнению с внешним невелик, и им для сравнения больших периодов времени практически можно пренебречь. Однако в начальный период работы дренажа этот приток может оказаться довольно значительным; его определение может быть произведено по формуле *П. Я. Полубариновой-Кочиной:*

$$Q_{внутр} = 2\pi K\left(H^2 - h_{др}^2\right)\int_{n=1}^{n=\infty} \exp\left(-\alpha_n^2 f_0\right) = \frac{2\pi K\left(H^2 - h_{др}^2\right)}{R^*_{сов}}, \qquad \text{(XIX-27)}$$

где α_n — корни уравнения $I_0(\alpha_n) = 0$.

Зависимость $1/R^*_{сов}$ от аргумента f_0 приведена на рис. XIX-12.

Интенсивность снижения уровня подземных вод внутри дренажного контура (при $r < r_0$) определяется по уравнению М. Маскета:

$$\frac{H^2 - h_r^2}{H^2 - h_{др}^2} = 1 - \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{2I_0\left(\alpha_n \frac{r}{r_0}\right)\exp\left(-\alpha_n f_0\right)}{\alpha_n I_1(\alpha_n)} = 1 - \theta. \qquad \text{(XIX-28)}$$

На рис. XIX-12 приведены кривые изменения θ по относительной координате $(1 - r/r_0)$ для различных значений f_0, из которых видно, что снижение уровня внутри контура практически заканчивается при $f_0 = at/r_0^2 = 0{,}8$.

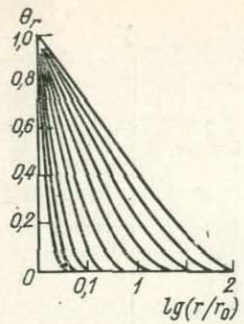
Для центра дренажного контура (т. е. при $r = 0$) уравнение (XIX-28) принимает вид

$$\frac{H^2 - h_ц^2}{H^2 - h_{др}^2} = 1 - \theta_ц, \qquad \text{(XIX-29)}$$

где

$$\theta_ц = \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{2\exp\left(\alpha_n^2 f_0\right)}{\alpha_n I_1(\alpha_n)}. \qquad \text{(XIX-30)}$$

Значения функций $\theta_ц$ приведены в табл. XIX-4.



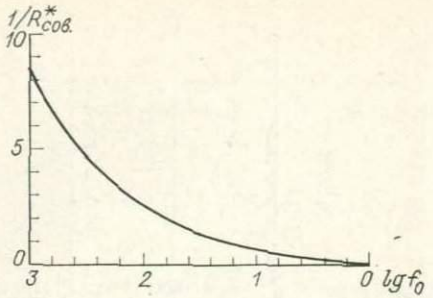


Рис. XIX-11. График функции θ_r (числа у кривых обозначают значения параметра $f_0 = at/r_0^2$).

Рис. XIX-12. График функции $1/R^*_{сов}$.

Таблица XIX-4

Значения функции $\theta_ц$

f_0	$\theta_ц$	f_0	$\theta_ц$	f_0	$\theta_ц$	f_0	$\theta_ц$
0,005	1	0,155	0,6642	0,305	0,2744	0,52	0,0792
0,01	1	0,16	0,6269	0,31	0,2666	0,54	0,0704
0,015	1	0,165	0,61	0,315	0,259	0,56	0,0628
0,02	1	0,17	0,5934	0,32	0,2517	0,58	0,056
0,025	0,9999	0,175	0,5771	0,325	0,2445	0,6	0,0499
0,03	0,9995	0,18	0,5613	0,33	0,2375	0,62	0,0444
0,035	0,9985	0,185	0,5458	0,335	0,2308	0,64	0,0396
0,04	0,9963	0,19	0,5306	0,34	0,2242	0,66	0,0352
0,045	0,9926	0,195	0,5159	0,345	0,2178	0,68	0,0314
0,05	0,9871	0,2	0,5015	0,35	0,2116	0,7	0,028
0,055	0,9798	0,205	0,4895	0,355	0,2056	0,72	0,0249
0,06	0,9705	0,21	0,4738	0,36	0,1997	0,74	0,0222
0,065	0,9596	0,215	0,4605	0,365	0,194	0,76	0,0198
0,07	0,947	0,22	0,4475	0,37	0,1885	0,78	0,0176
0,075	0,933	0,225	0,4349	0,375	0,1831	0,8	0,0157
0,08	0,9177	0,23	0,4227	0,38	0,1779	0,85	0,0117
0,085	0,9015	0,235	0,4107	0,385	0,1728	0,90	0,0088
0,09	0,8844	0,24	0,3991	0,39	0,1679	0,95	0,0066
0,095	0,8666	0,245	0,3878	0,395	0,1634	1	0,0049
0,1	0,8484	0,25	0,3768	0,4	0,1585	1,05	0,0037
0,105	0,8297	0,255	0,3662	0,41	0,1496	1,1	0,0028
0,11	0,8109	0,26	0,3558	0,42	0,1412	1,15	0,0021
0,115	0,7919	0,265	0,3457	0,43	0,1332	1,2	0,0016
0,12	0,7729	0,27	0,3359	0,44	0,1258	1,25	0,0012
0,125	0,754	0,275	0,3263	0,45	0,1187	1,3	0,0009
0,13	0,7351	0,28	0,317	0,46	0,122	1,35	0,0007
0,135	0,7164	0,285	0,308	0,47	0,1057	1,4	0,0005
0,14	0,698	0,29	0,2993	0,48	0,0998	1,5	0,0003
0,145	0,6798	0,295	0,2908	0,49	0,0942	1,6	0,0002
0,15	0,6618	0,30	0,2825	0,50	0,0887	1,7	0,0001

Далее рассмотрим работу кольцевого несовершенного дренажа, методика расчета которого разработана А. Ж. Муфтаховым (ВНИИ ВОДГЕО).

Для определения дебита кольцевых дренажей несовершенного типа в условиях установившегося режима фильтрации (рис. XIX-13) может быть применена формула

$$Q_{\text{сум}} = \frac{\pi K (2H - S_0) S_0}{\ln R/r_0 + \xi_{\text{д}}}, \quad \text{(XIX-31)}$$

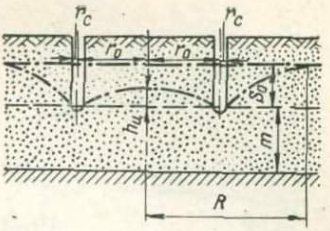


Рис. XIX-13. Схема к расчету кольцевого горизонтального дренажа несовершенного типа.

где $\xi_{\text{д}}$ — показатель гидравлического сопротивления несовершенного дренажа:

$$\xi_{\text{д}} = \frac{m}{\pi r_0} \ln \frac{8r_0}{r_c} - \ln\left(1 + \frac{m}{r_0}\right). \quad \text{(XIX-32)}$$

Остаточный напор в центре контура определяется по формуле

$$h_{\text{ц}} = S_0 \frac{\ln \frac{8r_0}{r_c} - \pi + 2\frac{r_0}{m} F\left(\frac{r_0}{m}\right)}{\ln \frac{8r_0}{r_c} + 2\frac{r_0}{m} \varphi\left(\frac{r_0}{m}; \frac{R}{m}\right)}, \quad \text{(XIX-33)}$$

где $F\,(r_0/m)$ снимается с графика (рис. XIX-14).

Функция аргументов φ_1 и φ_2 находится по графикам, изображенным на рис. XIX-15.

Понижение уровня в сторону от дренажа может быть подсчитано по уравнению

$$S_r = H - \sqrt{H^2 - \frac{Q_{\text{сум}}}{\pi^2 K}\left\{\frac{m}{r_0 + m} K\left(\frac{2\sqrt{rr_0}}{r + r_0}\right) + \varphi_1\left(\frac{r}{m}\right) - \varphi_2\left(\frac{R}{m}\right)\right\}}, \quad \text{(XIX-34)}$$

где S_r — понижение уровня подземных вод от его статического положения на расстоянии r от центра дренажа; K — полный эллиптический интеграл первого рода от модуля $2\sqrt{rr_0}/(r + r_0)$.

При определении переменного во времени дебита кольцевого горизонтального несовершенного дренажа в условиях неустановившегося режима фильтрации для приближенных расчетов может быть использована формула

$$Q = \frac{2\pi K (2H - S_{\text{др}}) S_{\text{др}}}{R_{\text{сов}} + \Delta R_{\text{несов}}}, \quad \text{(XIX-35)}$$

$$\Delta R_{\text{несов}} = \frac{4}{\pi^2 \bar{x}} \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{1}{n} I\,(n\pi\bar{r}_0)\, K_0\,(n\pi\bar{r}_0) \sin^2 n\pi\bar{\lambda}_0, \quad \text{(XIX-36)}$$

где $\bar{r}_0 = r_0/m$; $\bar{\lambda} = \lambda_0/m$ (рис. XIX-16).

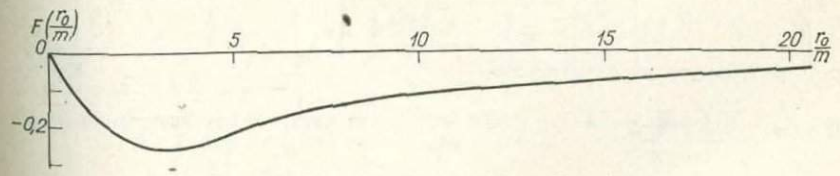


Рис. XIX-14. График функции $F\,(r_0/m)$.

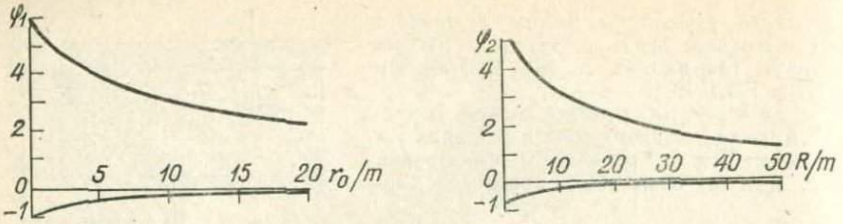


Рис. XIX-15. Графики функции φ_1 и φ_2.

Значения функции $\Delta R_{несов}$ приведены в табл. XIX-5.

Определение понижения уровня в центре дренажа производится следующим образом. По известному понижению уровня воды в кольцевом несовершенном дренаже $S_{др}$ по формуле (XIX-35) определяют дебит дренажа на различные моменты времени и строят график $Q = f(t)$. Затем полученный криволинейный график зависимости от времени заменяют ступенчатым (рис. XIX-17), на котором в отдельные промежутки времени дебит принимается постоянным.

Для нахождения $S_ц$ расчетная формула принимает вид

$$S_ц = H - h_ц = H - \sqrt{H^2 - \sum_{i=1}^{i=n} \frac{Q_i - Q_{i-1}}{2\pi K} R(t - t_{i-1})} \qquad \text{(XIX-37)}$$

где

$$R(t - t_{i-1}) = E_i\left(-\frac{r_0^2}{4at\,(i - t_{i-1})}\right) + 4\varphi_{1ц};$$

n — количество интервалов, на которое разбивается криволинейный график $Q = f(t)$;

$$\varphi_{1ц} = \frac{1}{\bar{\lambda}} \sum_{n=1}^{n=\infty} \frac{1}{n} K_0(n\pi\bar{r}_0) \sin n\pi\bar{\lambda}_0.$$

Значения функции $\varphi_{1ц}$ приведены в табл. XIX-6.

Расчет по формуле (XIX-37) производят до того момента времени, пока депрессия не займет установившегося положения. Определение остаточного напора может быть произведено по формуле (XIX-33).

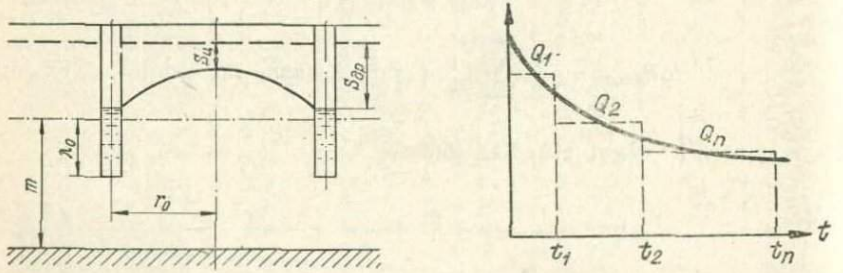


Рис. XIX-16. Схема к расчету кольцевого горизонтального несовершенного дренажа.

Рис. XIX-17. Схема аппроксимации кривой $\theta = f(t)$ ступенчатым графиком.

Таблица XIX-5

Значения функции $\Delta R_{несов}$

λ_0/m	r_0/m					
	0,1	0,5	1	2	5	10
0	∞	∞	∞	∞	∞	∞
0,1	11,84	2,57	1,25	0,632	0,244	0,122
0,25	6,1	1,42	0,682	0,356	0,134	0,067
0,5	2,36	0,571	0,27	0,144	0,054	0,027
0,75	0,678	0,158	0,076	0,0396	0,0149	0,0075
1	0	0	0	0	0	0

Таблица XIX-6

Значения функции $\varphi_{1ц}$

λ_0/m	r_0/m				
	0,1	0,5	1	2	5
0	∞	∞	∞	∞	∞
0,1	9,051	0,708	0,0903	0,003	0
0,25	5,45	0,615	0,0832	0,0028	0
0,5	4,422	0,389	0,058	0,02	0
0,75	0,878	0,167	0,027	0,0009	0
1	0	0	0	0	0

Расчет пристенных и пластовых дренажей. Расчет заключается в определении их суммарного дебита при установившемся режиме подземных вод и в построении депрессионных кривых в сторону от дренажей. Пристенные и пластовые дренажи укладываются в котлованы строящихся сооружений, подлежащих защите от подтопления их подземными водами, т. е. в условиях уже сниженного их уровня, поэтому расчет времени снижения уровня подземных вод внутри котлована не имеет смысла. Расчет пристенного дренажа выполняется по формулам (XIX-23) и (XIX-3).

Расчет пластового дренажа производится по формуле А. Ж. Муфтахова:

а) при определении суммарного дебита

$$Q = \pi K h \left(h / \ln \frac{R}{r} + 2r/F_{\text{пл. др}} \right), \qquad \text{(XIX-38)}$$

где $F_{\text{пл. др}}$ — показатель гидравлического сопротивления пластового дренажа, значения которого при $R/m \leqslant r/m \leqslant 3{,}5$ (почти все практически встречающиеся случаи) находят по графику (рис. XIX-18);

б) при построении кривых депрессии в сторону от дренажа; на участке кривой, когда $x > h + r$

$$h_x = m + h_0 + h \sqrt{1 - \frac{\lg R - \lg x}{\lg R - \lg r}}; \qquad \text{(XIX-39)}$$

на участке кривой, когда $x < h + r$

$$h_x = m + h_0 + \left(1 - \frac{x - r}{}\right)^2 h_{\text{выс}} + h \sqrt{1 - \frac{\lg R - \lg x}{\lg R - \lg r}}, \qquad \text{(XIX-40)}$$

где h — глубина воды в дренаже; $h_{\text{выс}}$ — высота участка высачивания.

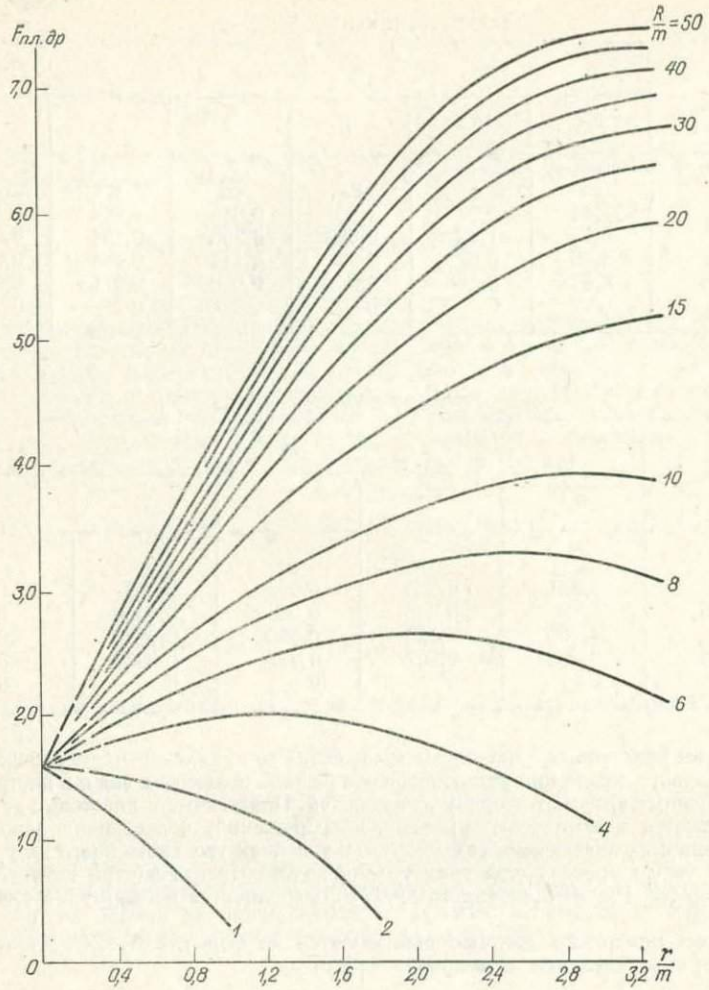


Рис. XIX-18. График функции $F_{пл.др}$ при различных значениях r/m и R/m

Расчеты площадного систематического горизонтального дренажа. Расчет площадного дренажа сводится к определению расстояния между дренами и подсчету их дебита. Расстояние между дренами совершенного типа может быть определено по формуле Ротэ:

$$b = 2\sqrt{\frac{K}{W}\left(h^2_{max} - h^2_0\right)}, \qquad \text{(XIX-41)}$$

где b — расстояние между дренами; h_{max} — максимальная высота пониженного уровня подземных вод в междудренном пространстве над водоупором; h_0 — превышение уровня воды в дрене над водоупором; W — инфильтрационное питание подземных вод за счет просачивания атмосферных и других вод, выраженное толщиной слоя воды в единицу времени, м/сутки.

Таблица XIX-7

Ориентировочные значения инфильтрационного питания подземных вод

Характер объекта	Среднегодовая интенсивность инфильтрации, м/сутки
Тепловые электростанции	от $1 \cdot 10^{-4}$ до $2 \cdot 10^{-3}$
Металлургические заводы	$(3 \div 5) \cdot 10^{-4}$
Химические, нефтехимические и нефтеперерабатывающие заводы	$(1 \div 2) \cdot 10^{-4}$
Горно-обогатительные комбинаты	от $4 \cdot 10^{-5}$ до $0{,}7 \cdot 10^{-4}$
Городские территории	$(5{,}2 \div 5{,}8) \cdot 10^{-4}$

Значения W устанавливаются опытным путем на основе режимных наблюдений. Ориентировочные значения этой величины для предприятий различных отраслей промышленности и городских территорий приведены в табл. XIX-7.

Расстояние между дренажами несовершенного типа может быть определено по формуле С. Ф. Аверьянова:

$$b = T\left[\sqrt{8Kh_{\max}/WT\,(1 + h_{\max}/2T)} + Б_1^2 - Б_1\right], \qquad \text{(XIX-42)}$$

где T — расстояние от центра дрены до водоупора; $h_{\max} = H_1 - S_0$; H_1 — глубина заложения дрены от поверхности Земли; S_0 — требуемое понижение (норма осушения); $Б_1 = 2Б$; $Б = 1{,}47 \lg \dfrac{1}{\sin(\pi r_c/T)}$; r_c — радиус дрены.

Дебит каждой дрены L составляет

$$Q = LWb. \qquad \text{(XIX-43)}$$

Определение участка высачивания воды в горизонтальные дрены. При построении депрессионных кривых в сторону от дренажа необходимо учитывать участок высачивания в него воды. Для приближенного подсчета этой величины в горизонтальных дренах может быть использована формула П. Я. Полубариновой-Кочиной:

$$h_{\text{выс}} = 0{,}74\,\frac{q}{K}, \qquad \text{(XIX-44)}$$

где q — дебит дрены на 1 м ее длины; K — коэффициент фильтрации дренируемого грунта.

Учет кольматации русла водотока или водоема. Не всегда уровень воды в реке или водоеме можно непосредственно принимать за контур питания. При наличии закольматированного русла к ней следует прибавлять дополнительное сопротивление Δb, возникающее при фильтрации воды через закольматированное русло, которое может быть определено по формуле В. М. Шестакова:

$$\Delta b = \sqrt{\frac{KMm_b}{K_b}}\,\operatorname{cth} b \sqrt{\frac{K_b}{KMm_b}}, \qquad \text{(XXI-45)}$$

где K_b и m_b — коэффициенты фильтрации закольматированного слоя и его толщина; b — ширина реки.

В расчетах Δb учитывается следующим образом:

$$\overline{B} = B + \Delta b, \qquad \text{(XIX-46)}$$

где $\overline{B}$ — приведенное расстояние от дренажа до реки; B — действительное расстояние.

ГЛАВА XX

ФИЛЬТРАЦИЯ В ОСНОВАНИИ ПЛОТИН

§ 1. Общие положения

Под фильтрацией в основании плотин подразумевают движение фильтрационных вод из верхнего бьефа в нижний под бетонными и железобетонными плотинами, зданиями ГЭС, шлюзами и другими сооружениями гидроузлов. При расчетах фильтрации различают напоры по подошве флютбета (*фундамента*) плотин H (рис. XX-1), равные высотам пьезометрических уровней над горизонтом нижнего бьефа, фильтрационное давление $p = \gamma H$, а также взвешивающий напор на подошве флютбета $H_н$, равный высоте уровня воды в нижнем бьефе над подошвой плотины, и взвешивающее давление $p_н = \gamma H_н$ (γ — объемный вес воды). $H_н$ и $p_н$ всегда известны. Целью расчета фильтрации является определение напоров H и фильтрационного расхода под плотиной q *.

Для оценки устойчивости плотин на сдвиг необходимо знать напоры H в характерных точках подземного контура (подошвы флютбета) плотины и суммарное фильтрационное давление P, равное площади эпюры фильтрационного давления $p = f(x)$. Для определения напряжений по подошве плотины необходим также момент суммарного давления P относительно центра инерции (точки в середине ширины плотины M).

Ранее [1, 2] фильтрация под плотинами рассматривалась исходя из предположения, что *водопроницаемые грунты основания подстилаются абсолютным* водоупором, тело плотины непроницаемо, а режим фильтрации является стационарным (установившимся). Данные натурных наблюдений за фильтрацией под плотинами показали, что через водоупорные слои в основании плотин осуществляется передача давления нижележащих водоносных слоев и происходит фильтрация воды. При этом возможны три типа *гидрогеологических условий*, определяющих характер фильтрации под плотинами.

1. Равнинные и многие горные реки, как правило, питаются подземными водами. Вследствие этого напоры в них с глубиной возрастают и лишь в периоды паводков уменьшаются, но только в верхней части геологического разреза речных долин (рис. XX-2). Пьезометрический уровень в глубоких водоносных слоях, подстилающих относительный водоупор, здесь выше нормального подпорного горизонта водохранилища.

* *Размерность величин в формулах гл. XX, XXI та же, что в гл. XIV—XVI.*

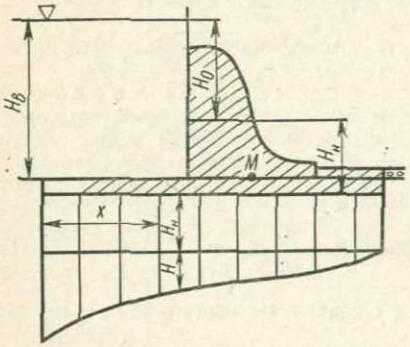


Рис. XX-1. Фильтрационное и взвешивающее давление в основании плотины.
H — фильтрационный напор; $H_в$ — взвешивающий напор.

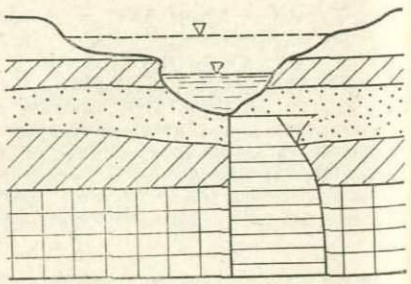


Рис. XX-2. Эпюра напоров естественного потока подземных вод под дном реки.
Сплошная линия — в межень, штриховая линия — в паводок.

После устройства плотины и наполнения водохранилища в ее основании возникает фильтрационное течение из верхнего бьефа в нижний. Естественный же вертикально-восходящий поток, имеющий довольно значительные градиенты ($I = 10^{-3} \div 10^{-2}$ и более), прижимает это течение к телу плотины (рис. XX-3). Поэтому зона фильтрации под плотиной (рис. XX-3, *а*, зона *А*) не распространяется на весь верхний бьеф, как это было бы при абсолютно непроницаемом водоупоре, а ограничена некоторой раздельной линией (поверхностью) тока *ас*. Левее раздельной линии *abd* (зона *В*) подземные воды, как и до устройства плотины, питают реку в верхнем бьефе, а правее ее (зона *С*) они поступают в реку в пределах нижнего бьефа [4]. Раздельная линия тока в зависимости от уклона *I*, мощности m_0 и коэффициента фильтрации относительного водоупора K_0 может размещаться либо несколько выше кровли водоупора *ОО* (сплошная линия), либо несколько ниже ее (штриховая линия).

2. В предгорных и горных реках, а также в районах развитого карста в естественных условиях нередко река питает подземные воды, причем здесь возможны два разных случая. В первом из них в водоносных слоях, подстилающих относительный водоупор *ОО*, пьезометрический уровень выше горизонта воды в реке, но ниже отметки нормального подпорного горизонта водохранилища (рис. XX-3,*б*). Тогда зона фильтрации под плотиной *А* будет ограничена раздельной линией тока *cabd*. Ниже и левее *са* (рис. XX-3, *б*, зона *В*) происходит фильтрация из верхнего бьефа в водоносные слои, подстилающие относительный водоупор. Правее *abd* (рис. XX-3, *б*, зона *С*) вода фильтруется из этих слоев в нижний бьеф [4].

Во втором случае в подстилающих относительный водоупор водоносных слоях пьезометрический уровень ниже отметки воды в реке (рис. XX-4, *а*). Здесь зона фильтрации под плотиной *А* ограничена линией *са*. Линия *abd* разделяет зону фильтрации в подстилающие водоносные слои из верхнего бьефа (рис. XX-4, *а*, зона *В*) и из нижнего бьефа (зона *С*) [4]. Во всех трех случаях зона фильтрации под плотиной из верхнего бьефа в нижний ограничена. Ее нижняя

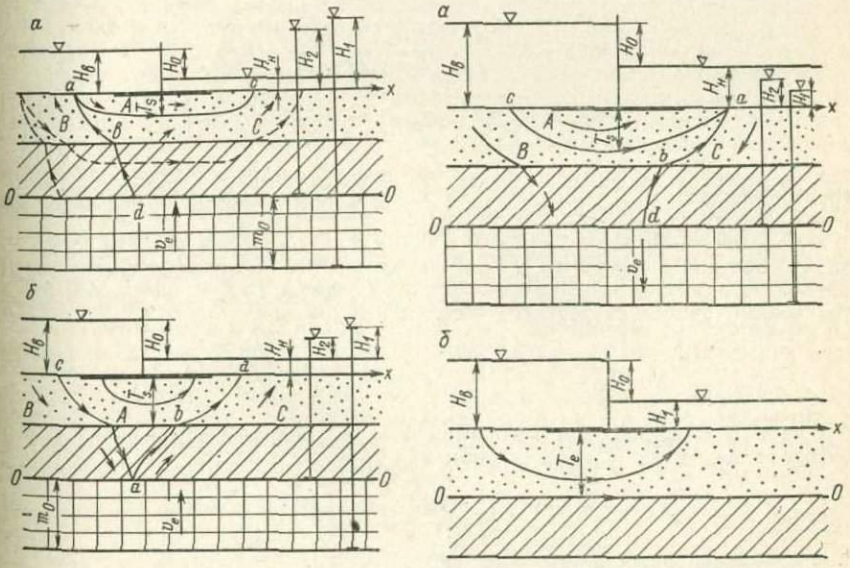


Рис. XX-3. Гидрогеологические условия в основании плотин.
а — случай $v_e > 0$; $H_1 > H_в$; *б* — случай $v_e > 0$; $H_н < H_1 < H_в$.

Рис. XX-4. Гидрогеологические условия в основании плотин.
а — случай $v_e < 0$; $H_1 < H_н$, *б* — случай $v_e = 0$.

граница может находиться как в грунтах основания (сплошная линия на рис. XX-3, *а*), так и в подстилающем их относительно водоупорном слое (штриховая линия на рис. XX-3, *а*).

3. На горных и равнинных реках, протекающих в областях распространения практически непроницаемых изверженных пород или мощных глинистых осадочных пород, водопроницаемые грунты основания могут подстилаться водоупором, ниже которого подземные воды отсутствуют вплоть до зоны высоких температур и давлений в земной коре (рис. XX-4, *б*). Для двух первых типов гидрогеологических условий мощность фильтрующей зоны принимается равной ее максимальному значению T_s (рис. XX-4, *а*) и определяется из специального расчета, методика которого излагается ниже.

Для третьего типа этих условий мощность фильтрующей зоны равна мощности проницаемых отложений под плотиной T_e. В целях оценки мощности зоны фильтрации под плотиной T_s в первом приближении можно заменить флютбет плотины линейным вихрем («точечным шпунтом»). Для такой математической модели при стационарной фильтрации напор в любой точке основания неограниченной мощности, измеряемый от горизонта нижнего бьефа H, должен удовлетворять уравнению Лапласа и следующим граничным условиям (начало координат на линии вихря, ось y направлена вниз):

$$H(x, 0) = H_0, \quad (x < 0); \quad H(x, 0) = 0, \quad (x > 0); \quad \frac{\partial h(x, \infty)}{\partial y} = I, \qquad \text{(XX-1)}$$

где I — градиент естественного вертикального восходящего потока (при направлении потока вверх $I > 0$).

Тогда $H(x, y)$, вертикальная составляющая скорости $v(x, y)$ и функция тока $\psi(x, y)$ будут

$$H = \frac{H_0}{\pi} \operatorname{arctg} \frac{y}{x} + Iy; \qquad \text{(XX-2)}$$

$$v = -K \frac{\partial H}{\partial y} = \frac{KH_0}{\pi} \frac{x}{x^2 + y^2} - KI; \qquad \text{(XX-3)}$$

$$\psi = \frac{KH_0}{2\pi} \ln \frac{\sqrt{x^2 + y^2}}{R_0} - KI(x - R_0); \quad R_0 = \frac{B}{\pi}, \qquad \text{(XX-4)}$$

где H_0 — напор на плотине; K — коэффициент фильтрации водопроницаемых грунтов основания, B — приведенная длина флютбета плотины, определяемая ниже по формуле (XX-11).

Приравнивая в формуле (XX-3) $y = 0$ и $v = 0$, находим абсциссу критической точки a на дне верхнего ($I > 0$) или нижнего ($I < 0$) бьефов x_a, к которой примыкает раздельная линия тока *dbac*, а по формуле (XX-4) определяем фильтрационный расход из верхнего бьефа в нижний q:

$$x_a = \frac{H_0}{\pi I}; \quad q = \left|\psi\right|_{\substack{x=x_a \\ y=0}} = \frac{KH_0}{2\pi} \left[\ln \left|\frac{H_0}{\pi BI}\right| - 1\right]. \qquad \text{(XX-5)}$$

Мощность зоны фильтрации под плотиной из верхнего бьефа в нижний $T_s = y$ определяется из формулы (XX-4) при $x = 0$, $\psi = q$ и будет

$$T_s = \frac{H_0}{\pi |I|} \exp\left[-\left(2I \frac{B}{H_0} + 1\right)\right]; \quad B = \pi n_0, \qquad \text{(XX-6)}$$

где B — приведенная длина подземного контура.

Приближенно она равна фактической его длине, т. е. $B \approx l + b_1 + b_2$. Более точно $B = \zeta T_s$, где ζ — безразмерная приведенная длина этого контура, рассматривается ниже. Если $B = \zeta T_s$ подставить в формулу (XX-6), то для вычисления T_s получим

$$T_s = 0{,}5 \frac{H_0}{I\zeta} \left[\ln \left|\frac{\pi I T_s}{H_0}\right| - 1\right], \qquad \text{(XX-6a)}$$

откуда T_s находится методом последовательных приближений. Чтобы определить T_s для нестационарной фильтрации, необходимо решить уравнение Фурье при условиях формулы (XX-1). Такое решение приведено в главе, посвященной фильтрации из водохранилищ. Градиент I должен определяться для слоя, подстилающего относительный водоупор по формуле $I = (H_1 - H_2)/T_0$, где $H_{1,2}$ — напоры внизу и вверху этого слоя и T_0 — его мощность.

Если T_s по формуле (XX-6) больше мощности водопроницаемых грунтов основания T_e, то расчетное значение T принимается равным

$$T = T_e + K_в/K\,(T_s - T_e), \qquad \text{(XX-7)}$$

где $K_в$ — коэффициент фильтрации малопроницаемого слоя, подстилающего водопроницаемые грунты.

Часто второе слагаемое в формуле (XX-7) невелико и им можно пренебречь. Если же $T_s < T_e$, то принимается, что $T = T_s$.

Натурные исследования фильтрации под плотинами на малопроницаемых глинистых грунтах и скальных породах показали существенную дренирующую роль бетона, так как проницаемость его в этих случаях оказывается близкой к проницаемости основания. В таких условиях следует учитывать этот фактор, пользуясь поправочными коэффициентами И. С. Ронжина, найденными им по опытам на моделях ЭГДА и натурным данным [13].

По данным И. С. Ронжина, проницаемость бетона не влияет на напоры по подошве плотины при $\sigma < 0{,}02$ и $\sigma > 10$ ($\sigma = K_m/K$, где K_m — коэффициент фильтрации бетона). При $\sigma = 0{,}02 \div 10$ для плотин без шпунтов (завес) с повышением σ напоры под плотиной H в верховой части флютбета растут, а в низовой — уменьшаются. Суммарное фильтрационное давление P при этом изменяется мало, но момент его относительно центра основания плотины M возрастает.

Для плотин со шпунтами (завесами) увеличение σ приводит к возрастанию H, P и M. При $\sigma = 0{,}05 \div 100$ на H, P и M существенное дренирующее влияние оказывают потерны (галереи) в теле плотины. При опускании галереи с 0,2 до 0,05 от высоты плотины давление P снижается для $\sigma = 0{,}05$ на 5—10%, для $\sigma = 1$ — на 20—22% и для $\sigma = 100$ — на 26—28% (расстояния до потерны от верховой грани плотины в долях от ее ширины изменялись соответственно от 0,1 до 0,5). Как показано Н. Н. Веригиным и Пан Цзен-хуном, имеет значение также снижение фильтрационного давления под плотинами вследствие дренирующего действия осадочно-температурных швов между отдельными секциями плотины.

При обычном в практике наполнении водохранилища еще в процессе строительства, происходящем в течение нескольких лет, а также из-за ежегодной сработки верхнего бьефа до горизонта так называемого «мертвого объема» значительную роль играет нестационарность фильтрационного потока под плотиной. Она обусловливает отставание максимумов и минимумов напора под флютбетом (фундаментом) плотин от их значений в верхнем бьефе.

При проектировании плотин необходимо определение фильтрационного расхода и напоров под флютбетом при стационарном режиме фильтрации (для нормального и максимального горизонта верхнего бьефа), а также при нестационарном ее режиме (с учетом первоначального наполнения и ежегодной сработки водохранилища). При расчетах коэффициент фильтрации в пределах расчетной мощности фильтрующего основания плотины K считается всюду одинаковым. Для неоднородно-слоистого основания он находится по формулам

$$K_г = \frac{\Sigma\,(K_i m_i)}{\Sigma m_i}; \quad K_в = \frac{\Sigma m_i}{\Sigma\,(m_i/K_i)}; \qquad \text{(XX-8)}$$

$$K = \sqrt{K_г K_в} = \sqrt{\frac{\Sigma m_i K_i}{\Sigma\,(m_i/K_i)}}. \qquad \text{(XX-9)}$$

Здесь суммирование распространяется на все слои неоднородной толщи от $i = 1$ до $i = n$, где n — число слоев неоднородной толщи. Эти же соотношения приме-

нимы для приближенного определения пьезопроводности неоднородно-слоистой толщи.

При расчетах фильтрации в основании земляных и каменно-земляных плотин для $\sigma = K_т/K < 0{,}02 \div 0{,}05$ ($K_т$ — коэффициент фильтрации тела земляной плотины или ядра каменно-набросной плотины) тело плотины (ядро) считают непроницаемым. В этом случае применяются те же методы расчета, что и для бетонных плотин. Для $\sigma = 0{,}05 \div 10^2$ фильтрация через тело и основание таких плотин рассматривается совместно. Тогда применяется методика расчета А. Я. Олейника [10] и модели ЭГДА.

Для $\sigma > 10^2$ ведется расчет фильтрации через тело плотины в предположении, что основание ее непроницаемо. Фильтрационный расход в обход береговых примыканий плотины определяется по способам, изложенным в главе, посвященной фильтрации из водохранилищ. Напоры $H_б$ (глубина фильтрационного потока) за устоями бетонных плотин определяются теми же методами, что и в их основании, но с учетом того, что фильтрация за устоями имеет свободную поверхность. Поэтому во всех расчетных формулах § 1 и 2 производится замена всех напоров $T + H + H_н$ на $0{,}5\,(T + H_б + H_н)^2$, как это обычно принято при переходе от напорного фильтрационного потока к безнапорному.

§ 2. Фильтрация под плотинами на мягких грунтах

На рис. XX-5 показана наиболее распространенная конструкция флютбета бетонной на нескальном основании плотины. Флютбет включает в себя понур из малопроницаемого грунта длиной l и толщиной δ_0, непроницаемую часть флютбета длиной $b_1 + b_2$ и толщиной δ, являющуюся основанием тела плотины, шпунт или завесу глубиной S и дренаж длиной $l_д$ и толщиной $\delta_д$.

Если общая ширина флютбета $B_0 = l + b_1 + b_2$ превышает мощность зоны фильтрации под плотиной T, то для определения фильтрационного расхода под плотиной и напора на подошве флютбета можно пользоваться приводимыми ниже формулами.

Рассмотрим сначала установившийся режим фильтрации под плотинами. Расход на единицу длины плотины q будет

$$q = \frac{KH_0}{\zeta}; \quad \zeta = 0{,}88 + \left(\sqrt{\sigma\bar{\delta}_0}\right) \operatorname{th} \frac{\bar{l}}{\sqrt{\sigma\bar{\delta}_0}} + \bar{b}_1 - \frac{4}{\pi} \ln\left[\cos\left(\frac{\pi}{2}\,\bar{S}\right)\right] +$$

$$+ \bar{b}_2 + \frac{1}{2\pi}\,\frac{K}{K_д}\,\frac{B_0}{\delta_д}\,F_1(\eta); \quad B = \zeta T, \quad \eta = 2l_д/B_0; \qquad \text{(XX-10)}$$

$$\bar{b}_{1,2} = \frac{b_{1,2}}{T}; \quad \bar{S} = \frac{S}{T}; \quad \bar{l} = \frac{l}{T}; \quad \bar{\delta}_0 = \frac{\delta_0}{T};$$

$$\sigma = \frac{K}{K_0}; \quad H_0 = H_в - H_н, \qquad \text{(XX-11)}$$

где ζ — общее сопротивление подземного контура плотины; $B = \zeta T$ — приведенная длина этого контура, $B_0 = b_1 + b_2 + l$; K, K_0 и $K_д$ — коэффициенты фильтрации грунтов основания, материала понура и дренажа; $H_в$ и $H_н$ — напоры (глубины воды) в верхнем и нижнем бьефах плотины. Функция F_1 выражается так:

$$zF_1(\eta) = 1 - (1 + \eta) \operatorname{arch}(1 + \eta) - \sqrt{\eta\,(2 + \eta)}. \qquad \text{(XX-12)}$$

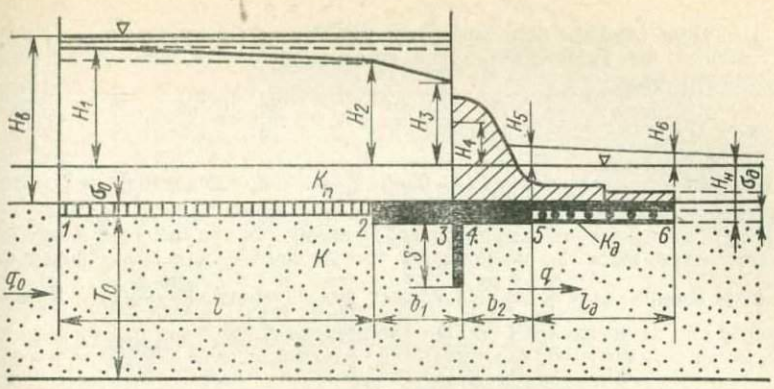


Рис. XX-5. Плотина на нескальном основании с понуром, шпунтом и дренажем.

Напоры на подошве флютбета H_i в характерных его точках *1*, *2*, *3*, *4*, *5* (рис. XX-5) находятся по следующей формуле (напоры H_i измеряются от горизонта нижнего бьефа):

$$H_i = H_0\,(1 - \xi_i) \quad \text{при} \quad i = 1 \div 6, \tag{XX-13}$$

где H_0 — напор на плотине, ζ_i — сопротивления, определяющие гашение напора на различных участках подземного контура плотины. Они равны отношению приведенных длин отдельных элементов флютбета к общей приведенной длине подземного контура плотины.

Значения ζ_i приведены ниже.

Номера точек	ζ_i
1	$\zeta_1 = \dfrac{0{,}44}{\zeta}$
2	$\zeta_2 = \zeta_1 + \dfrac{\sqrt{\sigma\delta_0}}{\zeta}\,\text{th}\,\dfrac{\overline{l}}{\sqrt{\sigma\delta_0}}$
3	$\zeta_3 = \zeta_2 + \dfrac{\overline{b}_1}{\zeta}$
4	$\zeta_4 = \zeta_3 + \dfrac{4}{\pi\zeta}\ln\left[\cos\left(\dfrac{\pi}{2}\,\overline{S}\right)\right]$
5	$\zeta_5 = \zeta_4 + \dfrac{\overline{b}_2 + 0{,}44}{\zeta}$
6	$\zeta_6 = \zeta_5 + \dfrac{1}{2\pi\zeta}\,\dfrac{B_0}{\delta_д}\,F_1\left(2\,\dfrac{l_д}{B_0}\right)$

При $S \to 0$ сопротивление $\zeta_4 = \zeta_3$, а при $S \to T$ сопротивление $\zeta_4 \to \infty$ и $q \to 0$ (для непроницаемого шпунта или завесы). В случае проницаемой завесы (шпунта) в выражении ζ_4 принимают

$$\zeta_4 = \zeta_3 + \frac{K}{K_з}\,\frac{\delta_з}{T}, \tag{XX-14}$$

где $K_з$ и $\delta_з$ — коэффициент фильтрации и толщина завесы.

Последняя формула применима при условии, что сопротивление ζ_4 по ней будет меньше, чем указано выше (т. е. для непроницаемой завесы). Это условие соблюдается, если

$$\exp\left(-\frac{K}{K_3}\frac{\delta_3}{T}\right) < \cos\frac{\pi S}{2T}. \qquad \text{(XX-15)}$$

В случае отсутствия понура $l \to 0$ или $\delta_0 \to 0$ сопротивление $\zeta_2 \to \zeta_1$. При непроницаемом понуре $K_0 \to 0$ ($\sigma \to \infty$) и потому имеем $\zeta_2 = \zeta_1 + \bar{l}/B$.

Участки заглубления тела плотины δ_1 и водобоя δ_2 при малой их длине могут не учитываться. Если они значительны, то их сопротивление может быть учтено введением в выражение ζ двух слагаемых вида $\frac{4}{\pi}\ln\cos\left(\frac{\pi}{4}\frac{\delta_{1,2}}{T}\right)$. Влиянием толщины понура на напор H обычно пренебрегают. Если под плотиной устраивают два шпунта (завесы), то в выражение ζ по формуле (XX-10) вводят их приведенные длины $\frac{4}{\pi}\ln\cos\left(\frac{\pi}{2}\frac{S_{1,2}}{T}\right)$ и приведенное расстояние между шпунтами l_3/T, причем должно быть $b_3 > S_1 + S_2$. В этом случае в точках перед вторым шпунтом *5*, за ним *6* и в конце флютбета *7* имеем

$$\zeta_5 = \zeta_4 + \frac{\bar{b}_3}{\zeta};$$

$$\zeta_6 = \zeta_5 + \frac{4}{\pi\zeta}\ln\left[\cos\left(\frac{\pi S_1}{2T}\right)\right], \qquad \text{(XX-16)}$$

а ζ_7 и ζ_8 выражаются, как ζ_5 и ζ_6, с заменой ζ_4 и ζ_5 на ζ_3 и ζ_7 по формуле (XX-16). Между точками на границах отдельных элементов флютбета с достаточной степенью точности принимают линейное изменение напора. Построив эпюру фильтрационного давления по подошве плотины $p = \gamma H$, вычисляют ее площадь, равную полному фильтрационному давлению, и находят его момент относительно центра инерции (середины подошвы плотины) M.

Расчетные формулы для q и H_i являются результатом исследований большого числа советских авторов. Коэффициенты сопротивлений на отдельных участках подземного контура плотины ζ получены посредством упрощения точных решений Н. Н. Павловского на водопроницаемом основании конечной мощности. Эти коэффициенты найдены для шпунта или завесы В. И. Аравиным и С. Н. Нумеровым [2]; для проницаемого понура Н. Н. Веригиным и Н. П. Васильевым [3], для проницаемой завесы или шпунта В. П. Недригой [8] и С. Н. Нумеровым [9], для дренажа, выходящего в нижний бьеф, Н. Н. Веригиным [5]. Учет сопротивления проницаемого понура был уточнен С. В. Васильевым [4]. Для проницаемой завесы (шпунта) более точные значения ζ даны С. Н. Нумеровым [9 и др.).

Если условие $B_0 > T$ не удовлетворяется, то для определения H_i используются точные решения Н. Н. Павловского для фильтрации под плотиной на водопроницаемом основании бесконечной мощности.

Рассмотрим далее неустановившийся режим фильтрации под плотиной [10, 13]. При быстром (мгновенном) наполнении водохранилища фильтрационный расход в основании плотины (на единицу ее длины) будет

$$q = \frac{KH_0}{\zeta} S_q(\tau); \qquad \text{(XX-17)}$$

$$S_q(\tau) = 2\sum_{n=1}^{\infty}\exp\left[-(\pi n)^2\tau\right] + 1; \quad \tau = \frac{at}{(\zeta T)^2}, \qquad \text{(XX-18)}$$

где a — пьезопроводность водонасыщенного грунта под плотиной; t — время, прошедшее после наполнения верхнего бьефа.

Значения $S_q(\tau)$ приведены в табл. XX-1.

Таблица XX-1

Значения функции S_q (τ)

τ	S_q	τ	S_q	τ	S_q
0	∞	0,75	2,08	0,40	1,039
0,02	4	0,1	1,78	0,50	1,015
0,03	3,25	0,15	1,46	0,70	1,005
0,04	2,82	0,20	1,28	∞	1
0,05	2,52	0,30	1,10		

Напоры H_i в характерных точках подземного контура плотины определяются по формуле

$$H_i = H_0 S_н(\zeta_i, \tau); \qquad (XX\text{-}19)$$

$$S_н(\zeta_i, \tau) = 1 - \zeta_i - \frac{2}{\pi}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{\sin(\pi n\zeta_i)}{n}\exp(-\pi^2 n^2\tau). \qquad (XX\text{-}20)$$

Значения функции $S_н(\zeta, \tau)$ приведены на графике рис. XX-6 [13]. Из этого графика и выражения (XX-20) видно, что при $\tau \geqslant 0{,}4$ последнее слагаемое в формуле (XX-20) оказывается близким к нулю и фильтрация под плотиной становится *практически стационарной*. Время этой относительной стабилизации будет

$$t_к = 0{,}4\frac{(\zeta T)^2}{a}. \qquad (XX\text{-}21)$$

При постепенном наполнении верхнего бьефа с постоянной скоростью $v = H_0/t_н$ ($t_н$ — период наполнения) фильтрационный расход в основании плотины составит

$$q = \frac{KT}{a}vBG_q(\tau); \quad B = \zeta T; \qquad (XX\text{-}22)$$

$$G_q(\tau) = \left(1 + \frac{1}{3\tau}\right) - \frac{2}{\pi^2\tau}\sum_{n=1}^{\infty}\frac{1}{n^2}\exp(-\pi^2 n^2\tau) =$$

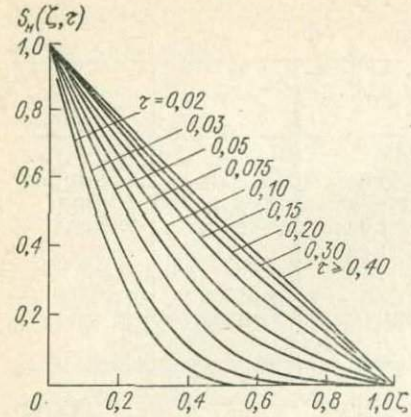
$$= 4\sqrt{\tau}\left\{\frac{1}{2\sqrt{\pi}} + \sum_{n=1}^{\infty}\left[i\Phi\left(\frac{n}{\sqrt{\tau}}\right)\right]\right\}; \quad \tau = \frac{at}{(\zeta T)^2}; \qquad (XX\text{-}23)$$

Значения G_q (τ) приведены в табл. XX-2.

Таблица XX-2

Значения функции G_q (τ)

τ	G_q	τ	G_q	τ	G_q
0,01	0,12	0,20	0,50	0,40	0,73
0,05	0,26	0,25	0,57	0,50	0,83
0,10	0,36	0,30	0,62	0,60	0,93
0,15	0,44	0,35	0,67	0,70	1,04



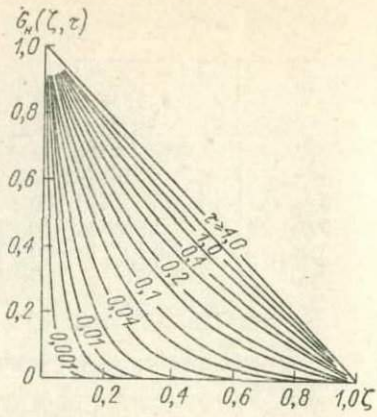


Рис. XX-6. График функции $S_н(\zeta, \tau)$.

Рис. XX-7. График функции $G_н(\zeta, \tau)$.

Напоры в характерных точках флютбета определяются по формуле

$$H_i = vtG_н(\zeta_i, \tau); \qquad \text{(XX-24)}$$

$$G_н(\zeta_i, \tau) = (1-\zeta_i)\left[1 + \frac{\zeta_i(\zeta_i - 2)}{6\tau}\right] -$$

$$- \frac{2}{\pi^3\tau}\sum_{n=1}^{\infty}\left\{(-1)^n \frac{\sin[\pi n(1-\zeta_i)]}{n^3}\exp(-\pi^2 n^2\tau)\right\} =$$

$$= 4\sum_{n=0}^{\infty}\left[i^2\Phi^*\left(\frac{2n+\zeta_i}{2\sqrt{\tau}}\right) - i^2\Phi^*\left(\frac{2n+2-\zeta_i}{2\sqrt{\tau}}\right)\right]. \qquad \text{(XX-25)}$$

Значения $G_н(\zeta, \tau)$ приведены на графике рис. XX-7 [13]. Из этого графика видно, что при $\tau \geqslant 4$ имеет место квазистационарный режим. Для этого режима $G_н$ и время стабилизации $t_к$ будут

$$G_н(\zeta_i, t) = 1 - \zeta_i; \quad t_к = 4\frac{(T\zeta)^2}{a} \cdots \qquad \text{(XX-26)}$$

Первый ряд для $G_q(\tau)$ и $G_н(\zeta_i, \tau)$ быстрее сходится при больших τ, а второй — при малых τ.

После наполнения водохранилища в течение времени $t_н$ уровень в нем обычно поддерживается на отметке нормального подпорного горизонта (НПГ). Тогда при $t > t_н$ расход на фильтрацию под плотиной составит

$$q = \frac{KT}{a} vB[G_q(\tau) - G_q(\tau_н)];$$

$$\tau = \frac{at}{(\zeta T)^2} \quad \tau_н = \frac{a(t-t_н)}{(\zeta T)^2}. \qquad \text{(XX-27)}$$

Напоры под флютбетом будут

$$H_i = vt_н\left[\frac{t}{t_н}G_н(\zeta_i, \tau) - \frac{t-t_н}{t_н}G_н(\zeta_i, \tau_н)\right]. \qquad \text{(XX-28)}$$

Здесь функции G_q и $G_н$ находятся, как и ранее. При $t \to \infty$ q и H_i совпадают с их значениями при установившейся фильтрации.

Пусть после периода наполнения длительностью $t_н$ происходит снижение уровня (сработка) водохранилища с постоянной скоростью $v_с = H_с/t_с$, где $t_с$ — время сработки водохранилища и $H_с$ — высота его сливной призмы (глубина сработки водохранилища). Тогда для периода сработки ($t_н < t < t_с + t_н$) q и H_i будут

$$q = \frac{KT}{a} vB \left[G_q(\tau) - \frac{(v + v_с)}{v} G_q(\tau_н) \right];$$

$$\tau_н = \frac{a(t - t_н)}{(\zeta T)^2}; \qquad \text{(XX-29)}$$

$$H_i = vt_н \left[\frac{t}{t_н} G_н(\zeta_i, \tau) - \frac{(v + v_с)}{v} \frac{(t - t_н)}{t_н} G_н(\zeta_i, \tau_н) \right]. \qquad \text{(XX-30)}$$

Аналогичным образом для любого изменения напора на плотине, представленного ломаной линией $H_0 = f(t)$, имеем ($t > t_н$)

$$q = \frac{KT}{a} v_1 B \sum_{k=1}^{k=n} \frac{v_k - v_{k-1}}{v_1} G_н(\zeta_i, \tau_{k-1});$$

$$\tau_{k-1} = \frac{a(t - t_{k-1})}{(\zeta T)^2}; \qquad \text{(XX-31)}$$

$$H_i = v_1 t_1 \sum_{k=1}^{k=n} \left[\frac{(t - t_{k-1})}{t_1} \frac{(v_k - v_{k-1})}{v_1} G_н(\zeta_i, \tau_{k-1}) \right], \qquad \text{(XX-32)}$$

где v_k — скорость изменения горизонта верхнего бьефа в периоды времени от момента t_k до момента t_{k-1}.

При наполнении верхнего бьефа скорости $v_k > 0$, а при опорожнении его $v_k < 0$. В этих формулах время t_{k-1} для $k = 1$ принимается $t_{k-1} = t_0 = 0$, $v_0 = 0$.

Расчетные формулы для q и H_i (XX-17)—(XX-21) получены автором, а формулы (XX-22)—(XX-30) — автором совместно с С. В. Васильевым.

§ 3. Фильтрация в основании плотин на скальных породах

На рис. XX-8 показана типичная конструкция флютбета бетонной плотины на скальном основании. При таком основании относительная длина подземного контура B_0/H_0 обычно меньше, чем на мягких грунтах, так как прочность скалы и ее коэффициенты трения и сцепления (сопротивление скалыванию) выше. В плотинах на скальном основании понур отсутствует, а вместо шпунтов устраиваются противофильтрационные завесы (в большинстве случаев одна завеса с верховой стороны плотины). Дренаж в таких плотинах размещается на некотором расстоянии за завесой и чаще всего не выходит в нижний бьеф, а соединяется с потерной (галереей) в теле плотины.

В плотинах на скальном основании ввиду малой проницаемости скалы относительно большую роль играет фильтрация через бетон тела плотины и существенно повышается дренирующая роль потерны, а также поперечных швов между секциями плотины (особенно уширенных швов). При малой проницаемости и пьезопроводности скального основания плотины резче сказывается нестационарность фильтрации, в том числе отставание напоров под плотиной от изменяющегося со временем напора в верхнем бьефе.

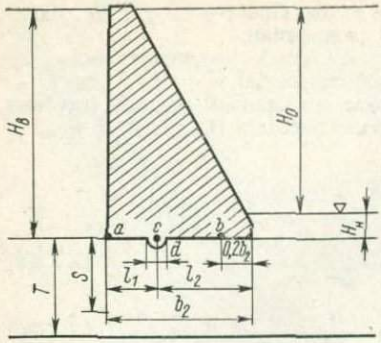


Рис. XX-8. Плотина на скальном основании с противофильтрационной завесой.

Рассмотрим установившуюся фильтрацию в скальном основании плотины. Для плотины с тонкой непроницаемой завесой без дренажа фильтрационный расход q и напоры на подошве плотины H_i определяются по тем же формулам, что и для плотин на нескальном основании. При этом в них отбрасываются члены, учитывающие гашение напора на понуре, непроницаемом участке флютбета b_1 и в дренаже (т. е. принимается $l = b_1 = b = 0$). Тогда

$$q = KH_0/\zeta; \quad H_i = H_0(1 - \zeta_i), \qquad \text{(XX-33)}$$

где

$$\zeta = 0{,}88 - 2/\pi \ln [1 - \sin(0{,}5\pi\overline{S})] + b_2/T; \quad \overline{S} = S/T. \qquad \text{(XX-34)}$$

Значения напоров за завесой H_1 и на границе подошвы плотины с нижним бьефом H_2 находятся по формуле (XX-33) при $\zeta_i = \zeta_{1,2}$, равных

$$\zeta_1 = \frac{0{,}44 - \frac{2}{\pi}\ln[1 - \sin(0{,}5\pi\overline{S})]}{\zeta}; \qquad \text{(XX-35)}$$

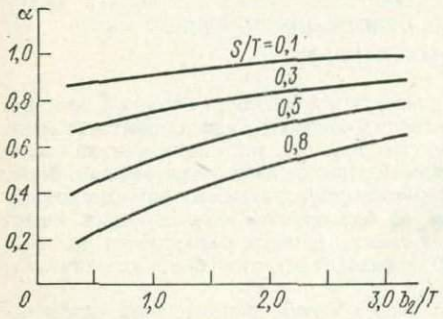
$$\zeta_2 = \zeta_1 + b_2/T. \qquad \text{(XX-36)}$$

Отметим, что сопротивление завесы здесь определяется иначе, чем в формуле (XX-10). Приведенное здесь определение этого сопротивления более точное, чем по формуле (XX-10) при $b_1 < 0{,}2b_2$.

Суммарное противофильтрационное давление на плотину равно давлению в ее основании $p = \gamma H$, т. е.

$$P = \gamma \int_0^{b_2} H\,dx = 0{,}5\gamma H_0 b_2 \alpha, \qquad \text{(XX-37)}$$

где коэффициент α равен отношению действительного суммарного давления на плотину $P_т$ к суммарному давлению на нее при отсутствии завесы, а также дре-



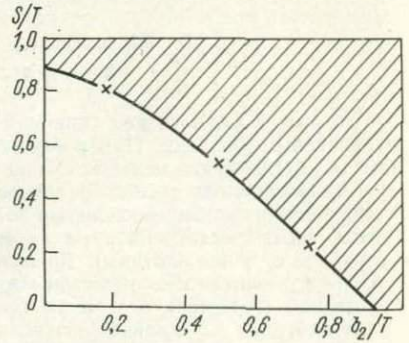


Рис. XX-9. График зависимости коэффициента фильтрационного давления α от b_2/T и S/T.

Рис. XX-10. Область применения приближенных формул для расчета фильтрации под плотиной (заштрихована).

нажа и при том в предположении линейного распределения давления под плотиной.

Если принять, что напор за завесой распределяется линейно, то

$$\alpha = \frac{H_1 - H_2}{H_0}, \quad \text{(XX-38)}$$

где $H_{1,2}$ определяются по формулам (XX-33)—(XX-36).

Более точное значение α получается, если давление распределить по сумме площадей трапеции с основанием $0{,}8b_2$ и высотами H_1 и $H_в$ и треугольника с основанием $0{,}2b_2$ и высотой $H_в$ ($H_в$ — напор в точке с абсциссой $x = 0{,}8b_2$). Точка с абсциссой $0{,}8\,b_2$ выбрана потому, что вблизи нее кривизна эпюры противодавления максимальна, а потому площадь указанных выше трапеций и треугольника наиболее близка к значению суммарного давления по точному решению.

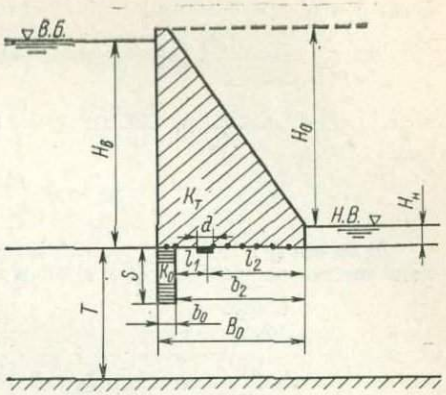


Рис. XX-11. Плотина на скальном основании с противофильтрационной завесой и дренажем.

Значения α, вычисленные таким образом, показаны на графике рис. XX-9, по этому графику они выше точных не более чем на 5% при условии, что значения S/T и b_2/T находятся в пределах заштрихованной области на рис. XX-10. Отсюда следует, что для $b_2/T > 0{,}9$ график рис. XX-9 применим при любых значениях S/T, для $b_2/T > 0{,}5$ — при $S/T > 0{,}5$ и для $b_2/T > 0{,}2$ — лишь при $S/T > 0{,}8$. Графики на рис. XX-9 и XX-10 составлены Пан Цзен-хуном [12].

Рассмотрим теперь фильтрацию под плотиной с завесой и дренажем, соединенным с потерной в теле плотины (рис. XX-11). Дренаж за завесой выгодно располагать в некотором удалении от возникающей за ней зоны замедленной фильтрации. Рассмотрим дренаж при расстоянии от завесы до его середины l_1, удовлетворяющем условию

$$2r_0 < l_1 < 1/3\,(l_2 - r_0); \quad r_0 = d/\pi, \quad \text{(XX-39)}$$

где l_2 — длина части флютбета от центра дренажа до нижнего бьефа; d — ширина дренажа.

При этом условии плоский дренаж шириной d можно заменить линейным источником (стоком) на непроницаемой плоскости за завесой. Тогда плоский дренаж шириной d будет эквивалентен полукруглому дренажу того же периметра, т. е. при радиусе его $r_0 = d/\pi$. Для притока воды к полукруглому дренажу за завесой q_1 можно написать

$$q_1 = K\left(\pi - \arccos\frac{l}{r}\right) r\,\frac{dH}{dr}. \quad \text{(XX-40)}$$

Осредняя здесь выражение в круглых скобках и интегрируя его в пределах от $r = 0{,}5\,(l_2 - r_0)$, $H = H_3$ до $r = l_1$, $H = H_1$ и от $r = l_1$, $H = H_1$ до $r = r_0$, $H = H_2$, получаем

$$q_1 = \frac{\pi K\,(H_1 - H_2)}{\ln\,(l_1/r_0)} = \frac{\pi\beta_0 K\,(H_3 - H_1)}{\ln\dfrac{0{,}5\,(l_2 - r_0)}{l_1}}, \quad \text{(XX-41)}$$

где $H_{1,2,3}$ — соответственно напоры за завесой, перед дренажем и в центре непроницаемого участка флютбета между дренажем и нижним бьефом.

Коэффициент β_0 получается из усреднения и равен

$$\beta_0 = 1 - \frac{1}{2\pi}\arccos\left(\frac{l_1}{\sqrt{S^2 + l_1^2}}\right) \approx 0{,}88 \div 1. \quad \text{(XX-42)}$$

Тогда q и H при непроницаемой завесе и дренаже будут

$$q = \frac{KH_0}{\zeta};\quad \zeta = 0{,}88 - \frac{2}{\pi}\ln\left[1 - \sin\left(\frac{\pi S}{2T}\right)\right] +$$

$$+ \frac{1}{\pi\beta_0}\ln\frac{(l_2 - r_0)}{2r_0} + \frac{1}{\pi}\ln\frac{l_1}{r_0} + \frac{0{,}5}{T}(l_2 - r_0); \qquad \text{(XX-43)}$$

$$H_0 = H_1\left(1 - \frac{\zeta_l}{\zeta}\right). \qquad \text{(XX-44)}$$

Значения ζ_l в точках за завесой ζ_1, перед дренажем ζ_2, в центре непроницаемого участка за дренажем ζ_3 и в конце этого участка ζ_4 следующие:

Номера точек	ζ_l
1	$\zeta_1 = 0{,}44 - \ln\left[1 - \sin\left(\frac{0{,}5\pi S}{T}\right)\right]$
2	$\zeta_2 = \zeta_1 + \frac{1}{\pi}\ln\frac{l_1}{r_0}$
3	$\zeta_3 = \zeta_2 - \frac{1}{\pi\beta_0}\ln\left(\frac{l_2 - r_0}{2r_0}\right)$
4	$\zeta_4 = \zeta_3 + 0{,}5\left(\frac{l_2 - r_0}{T}\right)$

Приток воды к дренажу определяется по уравнению (XX-41). Сопротивление ζ_4 определяет напор на границе флютбета с нижним бьефом $H_н$. Гашение напора на участках заглубления тела плотины в скалу δ_1 и δ_2 определяется так же, как и для плотин на нескальном основании.

Приведем приближенные формулы для определения напоров в любой точке флютбета при наличии непроницаемой завесы, полученные автором совместно с Пан Цзен-хуном [12] из точного решения Н. Н. Павловского [11].

Поместим начало координат в голове завесы. Тогда расход q и напоры в точках с координатой x выражаются так:

$$\frac{q}{K} = \frac{H_0}{\zeta};\quad \zeta = 0{,}88 + \frac{x}{T} - \frac{2}{\pi}\ln\left[1 - \sin\left(0{,}5\pi\bar{S}\right)\right];$$

$$\bar{S} = \frac{S}{T};\quad \bar{l} = \frac{l}{T}; \qquad \text{(XX-45)}$$

$$H = \frac{2}{\pi}\frac{q}{K}\operatorname{arch}\left[\operatorname{ch}\left(0{,}5\pi\bar{l}\right)\sqrt{\frac{2(1-\xi)}{(1 - \sin(0{,}5\pi\bar{S})(\zeta + \sin(0{,}5\pi\bar{S})}}\right] + H_н; \qquad \text{(XX-46)}$$

$$\xi = \cos\left(0{,}5\pi\bar{S}\right)\sqrt{\operatorname{tg}^2\left(0{,}5\pi\bar{S}\right) + \operatorname{th}^2\left(0{,}5\pi\bar{x}\right)};\qquad \bar{x} = \frac{x}{T}.$$

Здесь логарифм в выражении ζ отличается от приведенного в формуле (XX-10) тем, что при $b_1 = 0$ дает более точный результат.

В частности, напор за завесой (при $x = 0$) будет

$$H = \frac{2}{\pi}\frac{q}{K}\operatorname{arch}\frac{\operatorname{ch}\left(0{,}5\pi\bar{l}\right)}{\sqrt{\sin\left(0{,}5\pi\bar{S}\right)}}. \qquad \text{(XX-47)}$$

Формулы, близкие к (XX-45), (XX-46), получены В. И. Аравиным и С. Н. Нумеровым [2, 3]. При наличии непроницаемой завесы и дренажа шири-

ной d, примыкающего к завесе с напором $H = H_д$, эпюра фильтрационного давления по основанию плотины имеет характерный максимум. Фильтрационный расход под плотиной, поступающий в дренаж и нижний бьеф q_0, и приток к дренажу q_1 выражаются так:

$$q_0 = q + q_1\left(1 - \frac{H_c}{H_0}\right);$$

$$q_1 = \frac{q(H_a - H_д)}{\frac{H_0}{H_a} - \frac{q}{\pi K}\ln\left\{1 - \exp\left[\frac{\pi K H_0}{q}(\overline{H}_c - 1)\right]\right\}};$$

$$\overline{H}_c = \frac{H_a + H_c}{H_0}, \qquad \text{(XX-48)}$$

где q — фильтрационный расход под плотиной при отсутствии дренажа, определяемый формулой (XX-45); $H_д$ — напор в дренаже (обычно $H_д \approx 0$); H_a и H_c — напоры в точках a (за завесой) и c (в центре дренажа), которые были бы в них при отсутствии дренажа. Эти напоры определяются по формуле (XX-46) при $x = 0$ и $x = l_1$ (l_1 — расстояние от завесы до центра дренажа).

При отсутствии завесы $H_a = H_0$ и напор в любой точке за дренажем будет

$$H = H_0\left(1 - \frac{H_c}{H_0}\,\frac{q_1}{q}\right) - \frac{q_1}{\pi K}\ln\left\{1 - \exp\left[\frac{\pi K H_0}{q}(\overline{H} - 1)\right]\right\}; \qquad \text{(XX-49)}$$

$$\overline{H} = \frac{H_a + H_x}{H_0}, \qquad \text{(XX-50)}$$

где H_x — напор в той же точке при отсутствии дренажа.

Для определения α достаточно найти напор в центре непроницаемой части флютбета за дренажем H_3.

Зная H_3 и считая эпюру напоров за дренажем полуэллипсом с осями l_2 и H_3, получаем суммарное фильтрационное давление в виде

$$P = 0{,}5\gamma\left[(H_a + H_д)\,l_0 + \pi l_2 H_3\right] = 0{,}5\gamma H_0 b_2 \alpha;$$

$$\alpha = \frac{(H_a + H_д)\,l_0 + \pi l_2 H_3}{H_0 b_2}; \quad l_0 = l_1 - 0{,}5d. \qquad \text{(XX-51)}$$

Вычисления коэффициента α подобным образом, а также с учетом напора в точке b ($x = 0{,}8b_2$) показали, что коэффициент α можно подсчитывать по следующей формуле [12]:

$$\alpha = [0{,}33\,(1 - S/T) + 0{,}07\sqrt{(b_2/T - 1)}]\sqrt{(1{,}1 - 2d/b_2)}. \qquad \text{(XX-52)}$$

Эта формула применима при $0{,}3 < S/T < 0{,}8$; $1 < b_2/T < 3$; $0{,}05 < d/b_2 < 0{,}2$.

До сих пор предполагалось, что противофильтрационная завеса является весьма тонкой и непроницаемой. Точное решение для плотины с непроницаемой завесой и дренажем в виде линейного источника, а также вытекающие из него приближенные формулы (XX-48) и (XX-49) найдены Н. Н. Веригиным [4]. Для плотин на скальном основании с проницаемой завесой конечной толщины метод расчета разработан С. Н. Нумеровым [9 и др.].

Этот метод учитывает также заглубление тела плотины в скалу. Сравнение напоров за завесой, определенных по методу С. Н. Нумерова и на моделях ЭГДА, показывает, что эти напоры весьма близки при $\sigma = K/K_3 = 50 \div 200$ (K_3 — коэффициент фильтрации завесы). При $\sigma < 50$ расчетные напоры несколько меньше опытных, а при $\sigma > 200$ они больше опытных (сравнение проведено при $S/T = 0{,}2$ и $S/b_2 = 0{,}1 \div 1$). На моделях ЭГДА Пан Цзен-хуном были определены напоры H и коэффициент α для $b_2/T = 0{,}2 \div 10$; $S/T = 0{,}2 \div 1$; $d/b_2 = 0{,}025 \div 0{,}20$ и $b_0/b_2 = 0{,}05 \div 0{,}15$ (b_0 — толщина противофильтрационной завесы). По результатам этих опытов α определяют из формул:

а) при наличии завесы без дренажа

$$\alpha = \alpha_1 + 0{,}075\,(0{,}15 - b_0/b_2); \qquad \text{(XX-53)}$$

б) при наличии завесы и дренажа

$$\alpha = \alpha_2\,(1{,}1 - 2d/b_2)\,[1 + 0{,}075\,(0{,}15 - b_0/b_2)\,1/\alpha_1]. \qquad \text{(XX-54)}$$

Здесь коэффициент α_1 соответствует относительной ширине завесы $b_0/b_2 = 0{,}15$, а коэффициент α_2 — тому же значению b_0/b_2 и относительной ширине дренажа $d/b_2 = 0{,}05$. Значения $\alpha_{1,2}$ в зависимости от S/T, S/b_2 и $\sigma = K/K_0$ приведены в табл. XX-3 и XX-4.

При постоянном значении S/T с ростом b_2/T влияние завесы и дренажа на снижение давления уменьшается, но в меньшей степени, чем при наличии одной завесы. Так, для $S/T = 1/3$ и разных σ значение α_2 снижается при $b_2/T = 0{,}33$ — от 0,40 до 0,29, а при $b_2/T = 3{,}3$ — от 0,47 до 0,38 (табл. XX-4).

Таблица XX-3

Коэффициент α_1 (при наличии цементационной завесы)

S/b_2	S/T	$\sigma = K/K_0$		
		25	100	300
0,1	0,2	0,98	0,88	0,73
	0,33	0,95	0,84	0,70
	1,0	0,80	0,58	0,26
0,3	0,2	0,89	0,80	0,64
	0,33	0,85	0,75	0,62
	1,0	0,72	0,51	0,24
1,0	0,2	0,77	0,61	0,45
	0,33	0,74	0,58	0,42
	1,0	0,56	0,41	0,22

Таблица XX-4

Коэффициент α_2 (при наличии цементационной завесы и дренажа)

S/b_2	S/T	$\sigma = K/K_0$		
		25	100	300
0,1	0,2	0,51	0,48	0,42
	0,33	0,47	0,44	0,38
	1,0	0,22	0,20	0,19
0,3	0,2	0,48	0,45	0,39
	0,33	0,45	0,42	0,36
	1,0	0,24	0,22	0,20
1,0	0,2	0,43	0,38	0,31
	0,33	0,40	0,35	0,29
	1,0	0,28	0,24	0,20

Нестационарный характер фильтрации под плотинами на скальных породах играет относительно меньшую роль, чем на мягких песчаных и особенно глинистых грунтах. Это обстоятельство проявляется в гораздо меньшем отставании колебаний напоров под плотиной и в породах ее основания от колебаний уровней верхнего и нижнего бьефов в период наполнения и последующих сезонных и многолетних изменений горизонта воды в водохранилище. Сказанное объясняется

тем, что в скальных породах их емкость μ меньше, а пьезопроводность a больше, чем в песчано-глинистых грунтах, что видно из выражений

$$a = \frac{K}{\gamma [n\alpha_в + (1 - n)\,\alpha_п]};$$

$$\mu = \frac{KH_0}{a} = \gamma H_0 [n\alpha_в + (1 - n)\,\alpha_п]. \qquad (XX\text{-}55)$$

Здесь n — *пустотность (трещиноватость и пористость) породы;* $\alpha_в$ и $\alpha_п$ — коэффициенты деформируемости воды и породы, обратно пропорциональные их модулям деформации; γ — объемный вес воды; K — коэффициент фильтрации породы.

При наполнении водохранилища происходит процесс растяжения пород основания, ранее сжатых нагрузкой от веса плотины. Одновременно с этим под действием момента от горизонтального гидростатического давления на плотину возникает дополнительное неравномерное сжатие пород основания, возрастающее от напорной грани к низовой. Для скальных пород коэффициент $\alpha_п = 10^{-3} \div 10^{-6}$ см^2/кг и $n = 0{,}005 \div 0{,}1$, а у песчано-глинистых пород $\alpha_п = 10^{-1}$—10^{-3} см^2/кг и $n = 0{,}1 \div 0{,}5$. Поэтому у скальных пород $a = 10^4 \div 10^7$ м^2/сутки, а у рыхлых $a = 10^2 \div 10^4$ м^2/сутки.

Расчет нестационарной фильтрации под плотинами на скальных основаниях может быть выполнен по тем же формулам, что и под плотинами на рыхлых грунтах. При большой глубине зоны фильтрации под плотиной, когда $T > B_0$ ($B_0 = b_1 + b_2$), эта методика расчета неприменима. В этом случае следует пользоваться решениями двухмерной задачи нестационарной фильтрации [10].

Приведенные формулы и таблицы для коэффициентов α показывают, что при наличии в основании плотины противофильтрационной завесы и особенно дренажа фильтрационное давление на плотину резко снижается. При устройстве завесы оно уменьшается от 2% (при $S/b_2 = 0{,}1$, $S/T = 0{,}2$, $\sigma = 25$) до 76% (при $S/b_2 = 1$, $S/T = 1$ и $\sigma = 300$). Наиболее значительно фильтрационное давление уменьшается с увеличением S/b_2 и S/T (особенно при $S/T > 1/3$). При постоянном S/T с увеличением b_2/T влияние завесы на снижение давления уменьшается. Так, для $S/T = 1/3$ и разных σ α_1 снижается при $b_2/T = 0{,}33$ от 0,74 до 0,42, а при $b_2/T = 3{,}3$ — от 0,95 до 0,70. При устройстве завесы и дренажа фильтрационное давление на плотину снижается от 49% (при $S/b_2 = 0{,}1$, $S/T = 0{,}2$, $\sigma = 25$) до 80% (при $S/b_2 = 1$, $S/T = 1$ и $\sigma = 300$). Наиболее существенно снижение этого давления при увеличении S/b_2 и S/T (особенно в случае $S/T > 1/3$).

ГЛАВА XXI

ДВИЖЕНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЙОНАХ РЕЧНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ И ПОДПЕРТЫХ БЬЕФОВ НА КАНАЛАХ

§ 1. Движение подземных вод в долинах рек в естественных условиях и его изменение после создания водохранилищ

В естественных условиях (до устройства водохранилища) подземные воды в долинах рек почти на всем их протяжении и бо́льшую часть года питают реки. При подъеме воды в периоды весенних паводков на реках снегового питания, летних паводков на реках ледникового питания, а также дождевых летне-осенних паводков некоторое, обычно непродолжительное, время подземные воды пополняются водами из рек. По окончании паводков эти воды снова возвращаются в реки, а затем нормальное питание рек подземной водой возобновляется. Лишь на отдельных участках речных долин, проходящих в сильно проницаемых карстовых породах, а также в крупнообломочных и галечниковых отложениях, выходя-

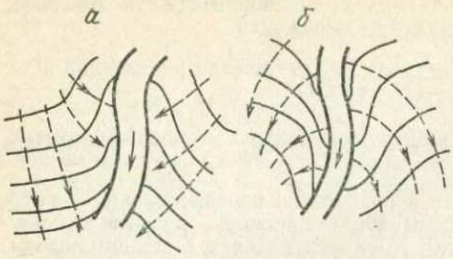


Рис. XXI-1. Движение подземных вод вблизи реки.

а — подземные воды питают реку; *б* — подземные воды питаются из реки; сплошные линии — гидроизогипсы; штриховые линии — линии тока.

щих в нижерасположенные соседние речные долины, возможно постоянное питание подземных вод *из реки*.

Иногда встречаются участки рек, на одном берегу которых происходит питание их подземными водами, а на другом — утечка речных вод по крупнотрещинным закарстованным породам, зонам тектонического разлома или древнему руслу реки, заполненному галечниками или другими сильно проницаемыми отложениями.

В районах недостаточного увлажнения, где испарение с суши преобладает над осадками, происходит фильтрация воды из реки в подземные воды, иногда (в холодное время года) сменяющаяся питанием реки этими водами.

Поток подземных вод вблизи русла реки всегда направлен под некоторым углом к урезу воды в ней. Иначе говоря, наряду с составляющими скорости фильтрации, направленными нормально к реке или от нее, существуют и составляющие этой скорости, направленные вдоль реки, вниз по течению. В удалении от русла реки продольные скорости обычно преобладают над нормальными.

В соответствии с этим линии равного напора (гидроизогипсы или гидропьезоизогипсы) для потока подземных вод, питающего реку, имеют характерный изгиб, направленный вверх по реке (рис. XXI-1, *а*), а для потока, питающегося из реки, отличаются изгибом, направленным вниз по реке (рис. XXI-1, *б*). Форма кривых свободной поверхности грунтовых вод по нормали к реке зависит от притока этих вод на единицу длины реки q_0 и модуля питания грунтовых вод на единицу площади водоносного пласта ε.

Расход q_0, направленный из реки, в дальнейшем считается положительным ($q_0 > 0$), а направленный к реке — отрицательным ($q_0 < 0$). Модуль ε выражается следующим образом:

$$\varepsilon = (\varepsilon_1 + \varepsilon_2) + (\varepsilon_3 - \varepsilon_4), \qquad \text{(XXI-1)}$$

где ε_{1-4} — соответственно инфильтрация атмосферных и других вод на свободной поверхности потока, глубинное питание грунтового потока из нижележащих водоносных слоев через его подошву, конденсация атмосферных вод и испарение грунтовых вод на свободной поверхности потока.

При $\varepsilon > 0$ кривые свободной поверхности выпуклы (рис. XXI-2, *а*), а при $\varepsilon < 0$ — вогнуты (рис. XXI-2, *б*).

При $\varepsilon > 0$ эти кривые могут иметь максимум, и в этом случае грунтовые воды питают реки (рис. XXI-2, *А*). При $\varepsilon < 0$ эти кривые могут иметь *минимум* и тогда грунтовые воды питаются из рек (рис. XXI-2, *б*). Наличие этих экстремумов зависит от соотношения $\varepsilon L/q_0$, ε/K, H_1/H_a, где L — расстояние между реками и H_1, $_a$ — глубины (мощности) грунтового потока в долинах одной и двух рек.

Водоразделы, высокие равнины и террасы являются обычно областями питания водоносных слоев. Напоры в этих слоях уменьшаются сверху вниз, и поэтому воды верхних водоносных горизонтов *перетекают в нижние*. В *долинах рек* напоры в этих горизонтах уменьшаются снизу вверх (т. е. с приближением к руслу), и потому воды нижних горизонтов питают верхние.

Типичная эпюра напоров в водоносных слоях под руслом рек, соответствующая питанию реки подземными водами, показана на рис. XXI-3, *а*. В периоды паводков, когда вода из реки поступает в верхние горизонты, эта эпюра изменяется (рис. XXI-3, *б*). В *хорошо проницаемом* поглощающем водоносном слое тогда имеется характерный минимум напора. На участках рек, где подземные воды

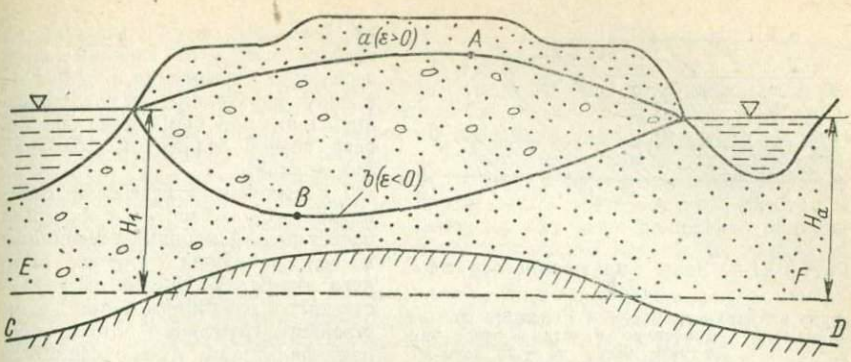


Рис. XXI-2. *Положение свободной поверхности подземных вод.*

а — подземные воды питают реку; *б* — подземные воды питаются из реки; *A*, *B* — точки максимальной и минимальной глубины потока, *CD* — поверхность регионального водоупора; *EF* — осредненная горизонтальная плоскость водоупора.

питаются из реки, напоры снижаются с глубиной (верхняя часть эпюры на рис. XXI-3, *б*).

При оценке фильтрации в основании и береговых примыканиях плотин (гидроузлов) на реках всегда следует учитывать естественный поток подземных вод, фильтрующихся к реке с тем или иным расходом q_0, и его изменения во времени. Поэтому часто принимаемая при этой оценке схема водопроницаемого слоя грунта под плотиной, подстилаемого непроницаемым слоем (*абсолютным* водоупором), при отсутствии естественного потока и при стационарном режиме фильтрации из верхнего бьефа в нижний не всегда соответствует действительности. К тому же эта схема приводит к занижению фильтрационных давлений на флютбет и береговые сооружения гидроузлов.

Вместе с тем при малых расходах q_0 эта схема справедлива для приближенной оценки фильтрационного расхода под сооружениями гидроузла.

При устройстве водохранилища на реке или канале вблизи него существенно изменяется кинематическая структура грунтового потока. Во время наполнения водохранилища в берегах реки и под ее дном возникает область фильтрации из верхнего бьефа в нижний, схематически показанная на рис. XXI-4 (зона A_1). Эта область отделена от остальной части грунтового потока граничными линиями тока *de* (рис. XXI-5).

На дне водохранилища вверх по течению реки от линии *dd* скорость фильтрации направлена ко дну водохранилища (вверх), а вниз по течению от этой линии она направлена от дна водохранилища (вниз). На самой линии *dd* скорость фильтрации равна нулю (рис. XXI-5).

В процессе наполнения водохранилища и длительное время после этого область фильтрации из водохранилища изменяется; по мере наполнения водохранилища площадь ее увеличивается, а спустя некоторый период после наполнения достигает максимальных размеров. Эту область можно разделить

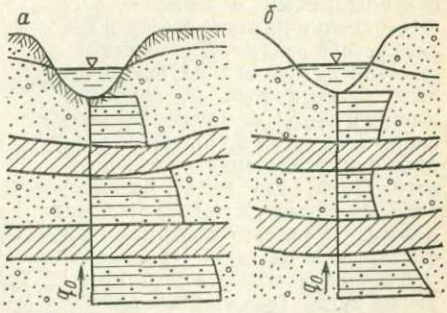


Рис. XXI-3. Эпюры напоров в водоносных слоях.

а — подземные воды питают реку; *б* — подземные воды питаются из реки.

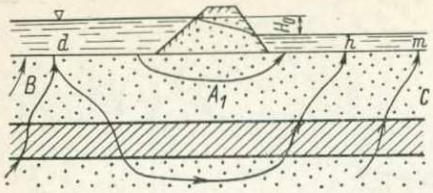


Рис. XXI-4. Зоны фильтрации под плотиной.

A_1 — из верхнего бьефа в нижний; *B* — из напорного водоносного пласта в основании плотины в верхний бьеф; *C* — из того же пласта в нижний бьеф.

на две зоны: зону фильтрации из водохранилища в нижний бьеф через тело и основание плотины A_1 и зону фильтрации из водохранилища в нижний бьеф через оба берега речной долины A_2 (обходная фильтрация).

Естественный береговой грунтовый поток вне зон A_1 и A_2 отжимается фильтрационными течениями из водохранилища в сторону нижнего бьефа. В районе непосредственного соприкосновения естественного грунтового потока с зонами фильтрации A_2 он отклоняется более резко в сторону нижнего бьефа. Вне этого контакта отклонение потока проявляется слабее.

Естественный грунтовый поток, отжатый к нижнему бьефу, разделяется на зоны *B* и *C*. В этих зонах течение грунтовых вод зависит от характера их связи с рекой и расхода их вдоль речной долины. При отсутствии грунтового потока вдоль долины реки или малом его значении течение грунтовых вод в зонах *B* и *C* отличается следующим.

1. Если в естественных условиях грунтовые воды питали реку ($q_0 < 0$), то после создания подпора естественный поток в зоне *B* будет направлен от берегов долины к верхнему бьефу, а в зоне *C* от ее берегов к нижнему бьефу (рис. XXI-5, *а*). При этом граница между зонами *B* и *C* проходит по линиям тока *gd*, примыкающим к линии *dd* на дне верхнего бьефа. Линия *dd* отделяет приплотинную часть водохранилища, где вода фильтруется в дно и берега, от той его части, где подземные воды питают водохранилище. На раздельной линии *dd* скорости фильтрации равны нулю.

2. Если в естественных условиях грунтовые воды пополнялись из реки ($q_0 > 0$), то после создания водохранилища естественный поток будет направлен в зонах *B* и *C* из верхнего и нижнего бьефов в берега речной долины. При этом граница между зонами *B* и *C* определяется линиями тока *df*, примыкающими к линии *dd* на дне нижнего бьефа (рис. XXI-5, *б*). Линия *dd* отделяет приплотинную часть нижнего бьефа, где фильтрационная вода поступает из водохранилища в реку, от той его части, где вода фильтруется из реки. На раздельной линии *dd* скорости фильтрации равны нулю. Точки *dd* называются точками разветвления, а также критическими или раздельными точками. Скорость фильтрации в них равна нулю.

Описанный характер движения грунтовых вод в зонах *B* и *C*

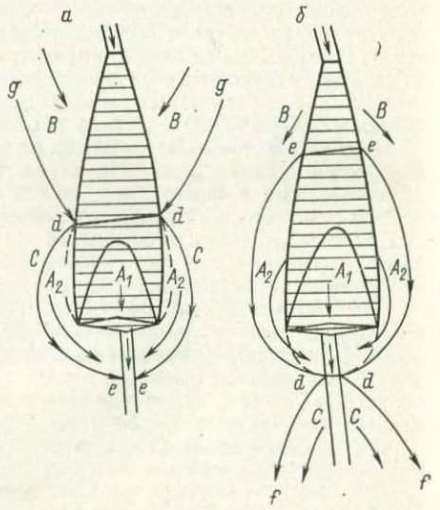


Рис. XXI-5. Зоны фильтрации вблизи водохранилища при различных гидрогеологических условиях.

а — подземные воды питают реку; *б* — подземные воды питаются из реки. $A_{1,2}$, *B* и *C* — три зоны движения подземных вод в районе водохранилища, *d* — критическая точка разветвления на урезах верхнего бьефа (случай *а*) и нижнего бьефа (случай *б*).

сохраняется как в берегах реки, так и под дном водохранилища и нижнего бьефа.

При устройстве водохранилища существенно изменяется зеркало грунтовых вод в берегах реки. В случае, когда грунтовые воды питают реку ($q_0 < 0$), естественный подземный поток, направленный к водохранилищу, встречает на своем пути противоположно направленный фильтрационный поток из водохранилища, огибает его и отжимается в сторону нижнего бьефа. В месте встречи обоих потоков образуется понижение (ложбина), вытянутое вдоль уреза верхнего бьефа, где уровни грунтовых вод являются минимальными. Ось этого понижения протягивается от плотины до точки d на урезе водохранилища (штриховая кривая на рис. XXI-5, *а*).

Если же естественный поток направлен из реки ($q_0 > 0$), то часть его устремляется к нижнему бьефу и образует зону фильтрации из верхнего бьефа в нижний, а другая часть огибает эту зону и направляется к области стока (как и до устройства водохранилища). В области взаимодействия фильтрационного течения из верхнего бьефа в нижний и огибающего естественного потока в зеркале грунтовых вод образуется поднятие (вал), вытянутое вдоль уреза нижнего бьефа. Ось этого поднятия протягивается от плотины до точки d на урезе нижнего бьефа (штриховая кривая на рис. XXI-5, *б*). В основании плотины возникают аналогичные участки пониженного и повышенного давлений фильтрационного потока.

Таким образом, область фильтрации в нижний бьеф как в берегах реки, так и под ее дном локальна и не распространяется до внешних границ водоносного пласта. Причиной этого является стеснение зоны фильтрации обтекающим ее естественным грунтовым потоком.

Степень сжатия (стеснения) зоны фильтрации в берегах A_2 существенно зависит от гидродинамических условий на границах, удаленных от берегов реки. Чем больше напор или расход на внешней удаленной границе, тем больше сжатие зоны обходной фильтрации из водохранилища в нижний бьеф.

§ 2. Постановка задачи о фильтрации и основные расчетные схемы

Постановка задачи о движении грунтовых вод в районах водохранилищ на реках и подпертых бьефах на каналах состоит в следующем. Требуется решать двухмерное линеаризированное уравнение Ж. Буссинеска вида

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = \frac{1}{a}\frac{\partial u}{\partial t}; \qquad \text{(XXI-2)}$$

где

$$u = 0{,}5H^2; \quad H = H_e(x, y) + S(x, y, t)$$

при следующих начальном и граничных условиях:

$$S(x, y, 0) = 0; \quad \frac{\partial S(x, \pm\infty, t)}{\partial y} = \frac{\partial S(\infty, y, t)}{\partial x} = 0;$$

$$S(0, y, t) = 0; \qquad (y \geqslant 0);$$

$$S(0, y, t) = H_2 - H_1 = H_0 \quad (-l \leqslant y \leqslant 0); \qquad \text{(XXI-3)}$$

$$S(0, y, t) = 0; \qquad (y \leqslant -l),$$

где H и H_e — глубины (мощности) потока грунтовых вод после подпора (при $t > 0$) и до него (при $t = 0$); S — подпор грунтовых вод в точке с координатами x, y в момент времени t; a — уровнепроводность водоносного слоя (грунтового потока); H_1 и H_2 — глубины потока грунтовых вод на урезах воды в нижнем и верхнем бьефах; l — длина водохранилища.

При большом уклоне реки (канала) i глубина H_1 зависит от ординаты y. При малом их уклоне глубина H_1 почти не зависит от y ($H_1 \approx \text{const}$). В обоих

этих случаях из-за малого уклона горизонта верхнего бьефа можно считать, что глубина H_2 не зависит от y. При этом в период наполнения водохранилища глубина H_2 зависит от времени по уравнению

$$H_2(0, y, t) = \sqrt{H_1^2 + (H_2 + H_1) v_0 t} \quad v_0 = \frac{H_2 - H_1}{t_1}, \qquad \text{(XXI-4)}$$

где t_1 — время, v_0 — средняя скорость наполнения верхнего бьефа.

После наполнения водохранилища $H_2(0, y, t) \approx \text{const}$.

Эта постановка задачи соответствует линеаризации уравнения Ж. Буссинеска *II способом, предложенным Н. Н. Веригиным.*

В случае линеаризации этого уравнения I способом, которым пользовался Ж. Буссинеск, в уравнениях (XXI-3)—(XXI-4) необходимо заменить глубины $h = H_{1,2}$, H_e на $\sqrt{2hm}$, где $m = 0{,}5\ (H_1 + H_2)$ — средняя мощность потока. Тогда в формулу (XXI-1) вместо u войдет глубина H; m при этом сократится, а уравнение (XXI-4) примет вид

$$H_2(0, y, t) = H_1 + (H_2 - H_1)\, t/t_1. \qquad \text{(XXI-5)}$$

Таким образом, для периода наполнения верхнего бьефа принимается, что при линеаризации I типа глубина H_1 от y и глубина H_2 от t зависят линейно, а при линеаризации II типа — по параболе. Естественная (бытовая) глубина грунтового потока при направлении его нормально к реке (каналу) зависит только от x *и выражается уравнением*

$$H_e = \sqrt{H_1^2 - 2\frac{q_0}{K} x - \frac{\varepsilon}{K} x^2}, \qquad \text{(XXI-6)}$$

где ε — модуль питания грунтовых вод; K — коэффициент фильтрации грунтов; q_0 — приток грунтовых вод в реке в естественных условиях (если грунтовые *воды питаются из реки, то* $q_0 > 0$). *Практически бытовые глубины потока* H_e определяются по карте гидроизогипс, построенной по данным разведочных скважин. Уравнение же (XXI-6) используется для определения q_0 и ε по глубинам H_e в трех точках, расположенных на нормали к реке (каналу). Ниже приведены расчетные формулы для определения подпора грунтовых вод S и фильтрационного расхода из водохранилищ Q для четырех расчетных схем, соответствующих быстрому и медленному их наполнению при больших и малых уклонах реки (канала) i (§ 3—6). Во всех этих схемах начало координат размещено в центре примыкания плотины к берегу.

Координаты точек грунтового потока x, y будут: в области верхнего бьефа — $x > 0$, $y < 0$, а нижнего — $x > 0$, $-y > 0$. Во всех схемах потери на фильтрацию из водохранилищ на реках и каналах Q_s складываются из трех составляющих:

$$Q_s = Q_д + Q_б + Q_п, \qquad \text{(XXI-7)}$$

где $Q_д$ — потери на насыщение грунтов дна водохранилища; $Q_б$ — утечки из верхнего бьефа в нижний в обход плотины, а также в соседние дренирующие водоемы и потери за счет уменьшения грунтового питания реки; $Q_п$ — потери на фильтрацию через тело и основание плотины.

Потери через дно водохранилища $Q_д$ происходят только во время его наполнения t_1 и после этого в течение весьма краткого периода t_0, необходимого для просачивания фильтрационных вод через зону аэрации и смыкания их с грунтовыми водами. Сначала они растут со временем, достигают максимума в момент времени t_1 и затем снижаются до нуля к концу периода $t_1 + t_0$. Средние потери $Q_д$ определяются по формуле

$$Q_д = \frac{W_д}{t_1 + t_0}; \quad W_д = \mu_0 W;$$

$$t_0 = \frac{0{,}5 h_a^2}{K(h_0 + 0{,}5 h_a)}, \qquad \text{(XXI-8)}$$

где W — объем грунта между поверхностью Земли и зеркалом грунтовых вод на участке от бытового уреза реки до уреза водохранилища; μ_0 — средний дефи-

цит насыщения этого грунта (с учетом его неоднородности); h_0 — средняя глубина воды в водохранилище на этом участке; h_a — средняя мощность грунтов зоны аэрации на том же участке; K — коэффициент фильтрации грунтов этой зоны.

Для двух- и трехслойного строения зоны аэрации

$$K = \frac{k_1 (m_1 + m_2)}{m_1 + \sigma_2 m_2}; \quad \sigma_2 = \frac{k_1}{k_2};$$

$$K = \frac{k_1 (m_1 + m_2 + m_3)}{m_1 + m_2\sigma_2 + m_3\sigma_3}; \quad \sigma_3 = \frac{k_1}{k_3}. \qquad \text{(XXI-9)}$$

Потери $Q_б$ имеют место в период наполнения водохранилища и после него. Они определяются по методам, излагаемым ниже. При наполнении водохранилища потери $Q_б$ растут, достигают к концу его максимума и затем медленно снижаются, стремясь к постоянному значению, соответствующему стационарному режиму фильтрации. Значение $Q_б$ при этом режиме включает в себя все перечисленные выше элементы, кроме потерь на насыщение берегов. Потери $Q_п$ изменяются со временем аналогично тому, как и $Q_б$, причем они также стремятся к постоянному значению, соответствующему фильтрации через тело и основание плотины в стационарных условиях.

Наибольшие потери происходят при береговой фильтрации $Q_б$. Они играют особенно большую роль для водохранилищ на реках с малой нормой стока, где его значение ограничивает напор на плотине и объем водохранилища.

Выбор той или иной расчетной схемы зависит от уклона рек i и скорости наполнения водохранилища $v_0 = H_0/t_1$. Он производится на основе сравнения расчета для этих схем. Для малых времен t_1 результаты расчета при $i > 0$ и $i \approx 0$ отличаются меньше, а для больших t_1 больше. Для малых t_1 быстрое и медленное наполнения водохранилища дают существенные различия, а при больших t_1 эти различия резко уменьшаются.

§ 3. Быстрое (мгновенное) наполнение верхнего бьефа при малом уклоне реки (канала)

Такие условия имеют место при создании водохранилищ сезонного регулирования на равнинных реках. Принятая выше расчетная схема основана на допущении, что уклон реки $i \approx 0$, а длина водохранилища $l = H_0/i \approx \infty$.

Впервые эта задача была решена П. Я. Кочиной [6]. Некоторые дополнения к этому решению даны в наших работах [1—3, 7]. Подпор грунтовых вод в районе водохранилища или канала $S(x, y, t)$ при быстром (мгновенном) их наполнении определяется по формуле

$$S = \sqrt{H_н^2 + 0{,}5\,(H_2^2 - H_1^2)\,F_1(V, \omega)} - H_н, \qquad \text{(XXI-10)}$$

где

$$F_1(v, \omega) = \Phi^*(v) - B(v, \omega); \quad v = \frac{x}{2\sqrt{at}}; \quad \omega = \frac{y}{x};$$

Функции $\Phi^*(v)$ и $B(v, \omega)$ выражаются следующим образом:

$$\Phi^*(v) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_v^\infty \exp(-z^2)\,dz;$$

$$B(v, \omega) = \frac{2}{\pi} \exp(-v^2) \int_0^\theta \exp(-v^2 \operatorname{tg}^2 z)\,dz, \qquad \text{(XXI-11)}$$

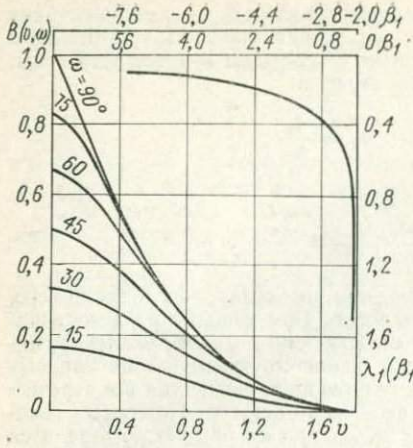


Рис. XXI-6. Кривая зависимости λ_1 (β_1) и график функции B (v, ω).

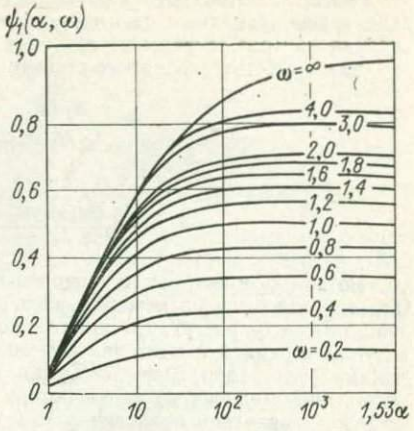


Рис. XXI-7. График функции ψ_1 (α, ω).

причем

$$\theta = \operatorname{arctg} \omega.$$

Функции F_1 (v, ω) и B (v, ω) выражают собой потенциал непрерывного линейного вихря и введены Н. Н. Веригиным в 1954 г. [1].

Функция B (v, ω) выражается в виде двойных рядов по степеням v и ω, приведенных в работе [2]. Значения B (v, ω), вычисленные по этим рядам, представлены на рис. XXI-6. Рассматривая задачу о действии скважины в неограниченном пласте, аналогичную функцию ψ_1 (α, ω) получил в 1952 г. Р. Е. Коллинс. Эти функции связаны соотношением

$$B(v, \omega) = 4\psi_1(\alpha, \omega); \quad \alpha = 1/v^2 = 4at/x^2. \qquad \text{(XXI-12)}$$

Значения ψ_1 (α, ω) приведены на графике (рис. XXI-7). Функции B и ψ_1 нечетны по аргументу ω, т. е. $B(v, \omega) = -B(v, \omega)$, и потому на графиках

Таблица XXI-1

Значения F_1 (v, θ)

v	$F_1(v, 0)$	$F_1(v, 0{,}25\pi)$	$F_1(v, -0{,}25\pi)$	v	$F_1(v, 0)$	$F_1(v, 0{,}25\pi)$	$F_1(v, -0{,}25\pi)$
0	1,0	0,500	1,500	1,2	0,0897	0,0040	0,175
0,1	0,888	0,394	1,38	1,3	0,0600	0,0022	0,130
0,25	0,724	0,264	1,18	1,4	0,0477	0,0011	0,0943
0,50	0,480	0,115	0,845	1,5	0,039	0,0006	0,0672
0,60	0,396	0,0781	0,714	1,6	0,037	0,0003	0,0471
0,70	0,32	0,0522	0,592	1,7	0,0162	0,0001	0,0323
0,80	0,258	0,0329	0,483	1,8	0,0109	0,0001	0,0217
0,90	0,303	—	0,386	1,9	0,0072	0,0001	0,0143
1,0	0,157	0,0123	0,302	2,0	0,0047	0,0001	0,0093
1,1	0,120	0,0068	0,233	∞	0	0	0

рис. XXI-6 и XXI-7 даны B и ψ_1 только для $\omega > 0$. Для упрощения расчетов в табл. XXI-1 приведены значения $F_1(v, \theta)$ для трех главных направлений: на продолжении оси плотины ($\theta = 0$) и по биссектрисам угла между осью плотины и урезом нижнего бьефа ($\theta = \pi/4$), а также урезом верхнего бьефа ($\theta = -\pi/4$).

При установившемся режиме фильтрации в формуле (XXI-10) $t = \infty$, $v = 0$, и тогда функция $F_1(v, \omega)$ примет вид

$$F_1(0, \omega) = 1 - \frac{2}{\pi} \operatorname{arcctg} \omega = \frac{2}{\pi} \operatorname{arcctg} \omega, \qquad \text{(XXI-13)}$$

а подпор S будет

$$S = \sqrt{H_e^2 + \left(\frac{H_2^2 - H_1^2}{\pi}\right) \operatorname{arcctg} \frac{y}{x}} - H_e. \qquad \text{(XXI-14)}$$

На урезах нижнего и верхнего бьефов $y/x = \pm\infty$, $H_e = H_{1,2}$ и подпор $S = 0$. Фильтрационный расход из верхнего бьефа на участке между точками с ординатами y и y_0 будет

$$Q_6 = K(H_2^2 - H_1^2) R_1(\lambda_0, \lambda) - q_0(y - y_0); \quad R_1(\lambda_0, \lambda) = A(\lambda_0) - A(\lambda), \qquad \text{(XXI-15)}$$

где

$$A(z) = -\left[\frac{1}{4\pi} E_i(-z^2) + \frac{1}{2\sqrt{\pi}} i\Phi^*(z)\right]; \qquad \text{(XXI-16)}$$

$$A(-z) = A(z) - \frac{z}{\sqrt{\pi}}; \quad (z = \lambda, \lambda_0);$$

$$\lambda_0 = \frac{y_0}{2\sqrt{at}}; \quad \lambda = v\omega = \frac{y}{2\sqrt{at}}. \qquad \text{(XXI-17)}$$

Значения $A(z)$ по формуле (XXI-16) приведены в табл. XXI-2. При малых $|z|$ ($-10^{-3} < z < 10^{-3}$) следует пользоваться формулой

$$A(z) \approx 0{,}28z - 0{,}16 \ln(z) - 0{,}2.$$

Таблица XXI-2

Значения $A(z)$

z	$A(z)$	z	$A(z)$	z	$A(z)$
∞	0	0,04	0,31	—0,07	0,20
3,0	0,00035	0,03	0,36	—0,08	0,17
1,0	0,0033	0,02	0,42	—0,09	0,15
0,90	0,0050	0,01	0,56	—0,10	0,13
0,80	0,0077	0,005	0,64	—0,20	—0,0085
0,70	0,012	0,003	0,72	—0,30	—0,11
0,60	0,018	0,001	0,90	—0,40	—0,18
0,50	0,027	0,000	∞	—0,50	—0,26
0,40	0,041	—0,001	0,89	—0,60	—0,32
0,30	0,064	—0,003	0,72	—0,70	—0,38
0,20	0,104	—0,005	0,64	—0,80	—0,44
0,10	0,19	—0,01	0,53	—0,90	—0,50
0,09	0,20	—0,02	0,41	—1,0	—0,56
0,08	0,22	—0,03	0,34	—2,0	—1,13
0,07	0,24	—0,04	0,30	—4,0	—2,26
0,06	0,26	—0,05	0,26	—∞	—∞
0,05	0,29	—0,06	0,23		

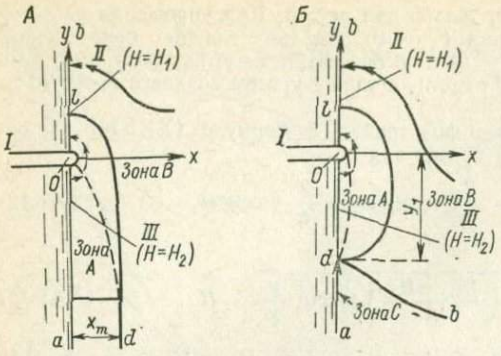


Рис. XXI-8. Схема фильтрации в обход плотины.

А и *Б* — кинематическая структура движения грунтовых вод в районе водохранилища соответственно при $t \leqslant t_s$ и $t > t_s$. I — плотина; II — урез нижнего бьефа; III — урез верхнего бьефа.

При больших $|z|$ ($-3 > z$ и $z > 3$) функция A будет соответственно равна

$$A(|z|) = \frac{|z|}{\sqrt{\pi}} \text{ и } A(z) \approx$$

$$\approx \frac{1}{\pi} z^2 \exp(-z^2).$$

Если в выражении (XXI-15) принять $y = y_1$, где y_1 — ордината критической точки a, отделяющей зону фильтрации в нижнем бьефе от остальной части грунтового потока, то найдем значение расхода из верхнего бьефа в нижний.

Кинематическая структура *фильтрационного потока вблизи* плотины при $i = 0$ и $l = \infty$ отличается рядом особенностей.

После подъема уровня верхнего бьефа при $q_0 < 0$ в первый период времени t_s на всем протяжении уреза воды $a0$ происходит фильтрация воды из водохранилища в берега (рис. XXI-8, *а*) и появляется депрессионная ложбина. Низшие точки этой ложбины вначале перемещаются от уреза в глубь берега, достигают некоторого максимального удаления от этого уреза, а затем вновь приближаются к нему. В этот период времени в бесконечности существует критическая точка разветвления потока d с координатами $y = -\infty$ и $x = x_m$, к которой примыкает мгновенная линия тока de, разделяющая всю область фильтрации на зоны A и B.

В последующий период времени при $t > t_s$ (рис. XXI-8, *б*) на участке береговой линии da, удаленной от плотины, восстанавливается питание водохранилища естественным потоком грунтовых вод и ложбина исчезает. На участке верхнего бьефа $d0$, примыкающем к плотине, как и раньше, происходит фильтрация из водохранилища в берег и имеется депрессионная ложбина. В этот период точка d находится на урезе верхнего бьефа. К ней примыкает мгновенная линия тока bde, *разделяющая область фильтрации на зоны* A, B *и* C.

В обоих случаях раздельные линии тока не совпадают с осью фильтрационной ложбины. Период t_s определяется из условия, что в точке с координатами $x = 0$, $y = -\infty$ фильтрационный расход на единицу длины бьефа равен нулю, т. е.

$$q = KH(0, -\infty, t) \frac{\partial H(0, -\infty, t)}{\partial x} = 0, \quad H = H_e + S, \quad \text{(XXI-18)}$$

и будет

$$t_s = A \frac{K^2 (H_2^2 - H_1^2)^2}{\pi a q_0^2}, \quad \text{(XXI-19)}$$

где при $y = 0$ $A = 0{,}0625$, а при $y = -\infty$ $A = 0{,}25$.

Отсюда следует, что ложбина в зеркале фильтрационного потока на продолжении оси плотины ($y = 0$) ликвидируется в четыре раза быстрее, чем в бесконечно большом удалении от плотины ($y = -\infty$). При $q_0 > 0$ кинематическая структура точки потока будет иной. В этом случае критическая точка d появляется на урезе в нижнем бьефе у плотины и затем движется вдоль этого уреза, удаляясь от плотины. Ордината точки d равна длине зоны фильтрации из верхнего бьефа в нижний вдоль уреза одного из этих бьефов (при $q_0 < 0$ вдоль верхнего и при $q_0 > 0$ вдоль нижнего).

Ордината критической точки y_1 находится из уравнения (XXI-18), которое приводит к формулам

$$y_1 = 2\lambda_1(\beta_1)\sqrt{at}; \quad \beta_1 = \frac{4q_0\sqrt{\pi at}}{K(H_2^2 - H_1^2)}, \tag{XXI-20}$$

где параметр λ_1 находится из следующих трансцендентных уравнений:

$$\beta_1 = \frac{i\Phi^*(\lambda_1)}{\lambda_1}; \quad \beta_1 = -\left(2 + \frac{i\Phi^*|\lambda_1|}{|\lambda_1|}\right). \tag{XXI-21}$$

Здесь первое уравнение соответствует случаю $q_0 > 0$, когда $\lambda_1 > 0$ и $y_1 > 0$, а второе — случаю $q_0 < 0$, когда $\lambda_1 < 0$, $y_1 < 0$. На рис. XXI-6 приведен график $\lambda_1 = f(\beta_1)$, составленный по уравнениям (XXI-20) и (XXI-21). На этом графике при $q_0 > 0$ следует принимать β_1, $\lambda_1 > 0$ и наоборот. При стационарном режиме фильтрации в приведенных уравнениях $t = \infty$, и тогда

$$Q = \frac{K(H_2^2 - H_1^2)}{2\pi} \ln\frac{y}{y_0} - q_0(y - y_0); \quad y_1 = \frac{K(H_2^2 - H_1^2)}{2\pi q_0} \tag{XXI-22}$$

(*при* $q_0 \leqslant 0$ *соответственно ордината* $y_1 \leqslant 0$).

Примем здесь

$$q_0 = \frac{K(H_2^2 - H_1^2)}{2L_0}; \quad y = y_1; \quad y_0 = \frac{l_0}{\pi}, \tag{XXI-23}$$

где L_0 — расстояние от уреза верхнего бьефа на оси плотины до точки пересечения горизонта верхнего бьефа с естественным уровнем грунтовых вод; l_0 — длина непроницаемого контура сопряжения плотины с берегом реки.

Тогда фильтрационные потери из водохранилища в пределах зоны длиной $y - y_0$ будут

$$Q_6 = Q + q(y - y_0) = \frac{K(H_2^2 - H_1^2)}{2\pi} \ln\frac{L_0}{l_0}. \tag{XXI-24}$$

§ 4. Медленное наполнение верхнего бьефа при малом уклоне реки (канала)

Этот случай встречается при создании водохранилищ сезонного и многолетнего регулирования на равнинных реках, когда заполнение их происходит длительное время (за несколько паводков). В расчетной схеме здесь, как и ранее, принимается $i \approx 0$ и $l \approx \infty$. Решение этой задачи было получено С. Н. Нумеровым и Н. Д. Стрельцовой [6] и дополнено автором [1, 4].

При наполнении верхнего бьефа со скоростью v_0 подпор грунтовых вод $S(x, y, t)$ выражается формулой

$$S = \sqrt{H_6^2 + 2(H_2 + H_1)v_0 t F_2(v, \omega)} - H_6, \tag{XXI-25}$$

$$v_0 = \frac{H_2 - H_1}{t_1};$$

где t_1 — время наполнения водохранилища.

При $0 < t < t_1$ функция F_2 выражается так:

$$F_2(v, \omega) = i^2\Phi(v) - \psi_2(\alpha, \omega), \psi_2(\alpha, -\omega_2) = -\psi_2(\alpha, \omega);$$

$$i^2\Phi^*(v) = \int_v^\infty \int_v^\infty \Phi^*(x)\,dx, v = \frac{x}{2\sqrt{at}}; \tag{XXI-26}$$

$$\psi_2(\alpha, \omega) = \frac{1}{2\pi\alpha} \int_0^{\alpha} \int_0^{\omega} \exp\left(-\frac{1+\xi^2}{\mu}\right) \frac{d\xi\, d\mu}{1+\xi^2}; \quad v = \frac{x}{2\sqrt{at}};$$

$$\alpha = \frac{1}{v^2} = \frac{4at}{x^2}; \quad \omega = \frac{y}{x}.$$

Значения функции $i^2\Phi^*(v)$ приведены в работе [7], а функции $\psi_2(\alpha, \omega)$ даны на графике (рис. XXI-9).

При $t > t_1$ функция $F_2(v, \omega)$ будет

$$F_2(v, \omega) = [i^2\Phi^*(v) - \psi_2(\alpha, \omega)] - [i^2\Phi^*(v_1) - \psi_2(\alpha_1, \omega)] \frac{t - t_1}{t},$$

где

$$v_1 = \frac{x}{2\sqrt{a(t-t_1)}}; \quad \alpha_1 = \frac{4a(t-t_1)}{x^2}. \qquad \text{(XXI-27)}$$

При стационарном режиме фильтрации в приведенных уравнениях для $t > t^I$ необходимо принять $t = \infty$ ($v = 0$), и тогда подпор $S(x, y)$ будет выражаться по формуле (XXI-14).

Расход на фильтрацию из верхнего бьефа вдоль одного из его берегов на участке длиной y будет:

а) при $t < t_1$

$$Q = K(H_1 + H_2) v_0 t R_2(\lambda, \lambda_0) - q_0(y - y_0);$$

$$R_2(\lambda, \lambda_0) = N(\lambda) - N(\lambda_0),$$

где

$$N(z) = \frac{1}{4\pi}[1 - \exp(-z^2) - z^2 E_i(-z^2) + 2\sqrt{\pi}\, i\Phi^*(z)] - A(z);$$

(XXI-28)

$$N(-z) = N(z) + \frac{2}{\sqrt{\pi}} z; \quad (z = \lambda, \lambda_0).$$

Значения λ и λ_0 определяют по формуле (XXI-17), а входящую в выражение $N(z)$ функцию $A(z)$ — по уравнению (XXI-16).

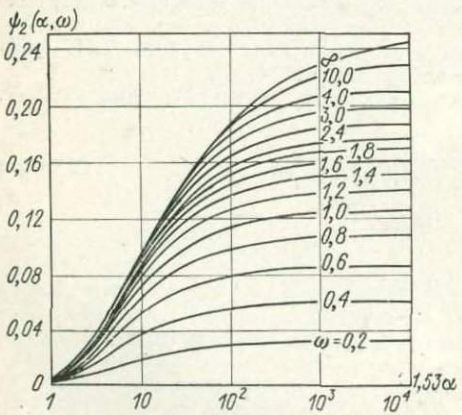


Рис. XXI-9. График функции $\psi_2(\alpha, \omega)$.

Значения $N(z)$ и $\Pi(z)$ находятся из графика (рис. XXI-10);

б) при $t > t_1$

$$Q = K(H_2 + H_1) v_0 t \times$$

$$\times \left\{ [N(\lambda) - N(\lambda_0)] - \right.$$

$$\left. - \frac{t - t_1}{t} [N(\zeta) - N(\zeta_0)] \right\} -$$

$$- q_0(y - y_0), \qquad \text{(XXI-29)}$$

где $N(z)$, λ и λ_0 определяются по формулам (XXI-28) и (XXI-17), а ζ и ζ_0 по формулам

$$\zeta = \frac{y}{2\sqrt{a(t-t_1)}};$$

$$\zeta_0 = \frac{y_0}{2\sqrt{a(t-t_1)}}. \qquad \text{(XXI-30)}$$

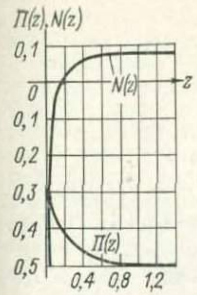


Рис. XXI-10. Графики функций $\Pi(z)$ и $N(z)$.

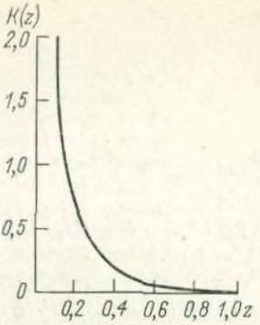


Рис XXI-11. График функций $K(z)$.

Расход в обход плотины из верхнего бьефа в нижний вычисляется из уравнений (XXI-28) и (XXI-29) при $y = y_1$, где y_1 — ордината критической точки a. Длина y_1 находится из выражения

$$y_1 = 2\lambda_1 (\beta_2) \sqrt{at}, \qquad \text{(XXI-31)}$$

где λ_1 определяется последовательными приближениями из уравнений:
а) при $t < t_1$

$$K(\lambda_1) = 2\sqrt{\frac{\pi a}{t}} \frac{q_0}{v_0 K (H_2 + H_1)} = \beta_2, \qquad \text{(XXI-32)}$$

где

$$K(z) = \frac{1}{2\sqrt{\pi}} \left[\frac{\exp(-z^2)}{z} - zE_i(-z^2) \right] - \Phi^*(z); \qquad \text{(XXI-33)}$$

б) при $t > t_1$

$$2\sqrt{\frac{\pi a}{t}} \frac{q_0}{v_0 K (H_2 + H_1)} = K(\lambda_1) - \sqrt{\frac{t - t_1}{t}} K(\zeta_1), \qquad \text{(XXI-34)}$$

где $K(\lambda_1)$ и $K(\zeta_1)$ вычисляются по формуле (XXI-33) при $z = \lambda_1$ и $z = \zeta_1$ или находятся из графика (рис. XXI-11), а λ_1 и ζ_1 выражаются так:

$$\lambda_1 = \frac{y_1}{2\sqrt{at}}; \qquad \zeta_1 = \frac{y_1}{2\sqrt{a(t - t_1)}} = \lambda_1 \sqrt{\frac{t}{t - t_1}}. \qquad \text{(XXI-35)}$$

При установившейся фильтрации расход Q определяется из уравнения (XXI-29) при $t \to \infty$, что приводит к формулам (XXI-22)—(XXI-24).

§ 5. Быстрое (мгновенное) наполнение верхнего бьефа при большом уклоне реки (канала)

Подобные условия соответствуют водохранилищам сезонного регулирования на горных реках, отличающихся значительным уклоном. Задача для этого случая решена Н. Н. Веригиным, Г. А. Разумовым и С. В. Васильевым [1] методом суперпозиции линейных диполей с интенсивностью, зависящей от координаты y. В этом случае подпор грунтовых вод $S(x, y, t)$ вычисляется по формуле (XXI-10), если в ней заменить функцию $F_1(v, \omega)$ на функцию $F_3(v, \omega, \overline{l})$, равную

$$F_3(v, \omega, \overline{l}) = (1 + \omega\overline{l}) [B(v, m) - B(v, \omega)] - \frac{\overline{l}}{\pi} \left[E_i(-\xi_1) - E_i(-\xi) \right], \qquad \text{(XXI-36)}$$

где

$$-E_i(-z)=\int_z^\infty \frac{e^{-y}}{y}\,dy;\quad (z=\xi,\xi_1);\quad \bar{l}=\frac{x}{l};\quad \xi=v^2(1+\omega^2);$$

$$\xi_1=v^2(1+m^2);\quad m=\omega+\frac{1}{l-\bar{l}},$$

а v и ω определяются по формуле (XXI-10) и $l=(H_2-H_1)/i$.

Значения функции $B(v,\omega)$ и $B(v,m)$ находятся по табл. XXI-1, значения $E_i(-x)$ — по таблице приложения V, т. 2. При $i\to 0$ будет $l=\infty$, $\bar{l}=0$, $m=\infty$, $\xi_1=\infty$; $B(v,m)=B(v,\infty)=\Phi^*(v)$ и потому функция $F_3(v,\omega,\bar{l})=F_1(v,\omega)$.

В работе [1] приведены значения функции F_3 в створе плотины ($y=0$), в середине водохранилища ($y=-0{,}5l$) и хвостовой его части ($y=-l$). При стационарной фильтрации в приведенных выше формулах $t\to\infty$ ($v=0$) и тогда:

$$F_3(0,\omega,\bar{l})=\frac{2}{\pi}(1+\omega\bar{l})\,[\operatorname{arctg}(\omega+1/\bar{l})-\operatorname{arctg}\omega]+$$

$$+\bar{l}/\pi\ln\{(1+\omega^2)/[1+(\omega+\bar{l}^{-1})^2]\}=1/\pi\,[2(1+y/l)\{\operatorname{arctg}[(y+l)/x-$$

$$-\operatorname{arctg}(y/x)+x/l\ln\{(x^2+y^2)/[x^2+(y+l)^2]\}. \qquad \text{(XXI-37)}$$

Фильтрационный расход из верхнего бьефа между точками с ординатами y и y_0 (на одном из берегов бьефа) будет

$$Q=\frac{1}{\sqrt{\pi}}K(H_2+H_1)\,i\sqrt{at}\,R_3(\lambda,\lambda_0,\chi)-q_0\,(y=y_0). \qquad \text{(XXI-38)}$$

Здесь

$$R_3(\lambda,\lambda_0,\chi)=P(\lambda_0,\chi)-P(\lambda,\chi);$$

$$P(z,x)=2\sqrt{\pi}\chi A(z)-\Pi(z)+\Pi(z+x);\quad (z=\lambda,\lambda_0), \qquad \text{(XXI-39)}$$

причем

$$\Pi(z)=\frac{1}{2\sqrt{\pi}}zE_i(-z^2)-0{,}5\Phi(z)-i^2\Phi^*(z);$$

$$\Pi(-z)=-[\Pi(z)+z^2+0{,}5]\quad (z=\lambda,\lambda_0), \qquad \text{(XXI-40)}$$

где $A(z)$ определяется по формуле (XXI-16) *или из табл.* XXI-2. *Значения функции* $\Pi(z)$ находятся из графика на рис. XXI-10; λ, λ_0 и χ выражаются таким образом:

$$\lambda=\omega v=\frac{y}{2\sqrt{at}};\qquad \lambda_0=\frac{y_0}{2\sqrt{at}};\qquad \chi=\frac{l}{2\sqrt{at}}. \qquad \text{(XXI-41)}$$

Фильтрационный расход из верхнего бьефа, поступающий в нижний бьеф, определится из уравнения (XXI-38) при $y=y_1$.

Кинематическая структура фильтрационного потока в прибрежной зоне водохранилища при значительном уклоне i имеет существенные особенности. При направлении естественного потока грунтовых вод к реке ($q_0<0$) после мгновенного подъема уровня верхнего бьефа в первый период времени t_S на протяжении всего уреза этого бьефа вода фильтруется в береговую зону. При встрече двух противоположно направленных потоков (фильтрационного и естественного) на поверхности грунтовых вод образуется депрессионная ложбина, вытянутая вдоль бере-

товой линии. Низшие точки этой ложбины (ее ось) вначале перемещаются от уреза водохранилища в направлении оси x, достигают максимального удаления, а затем возвращаются к нему. На урезе верхнего бьефа (на оси y) возникает точка разветвления потока, в которой скорость фильтрации и удельный расход равны нулю. Ось ложбины примыкает к этой точке. В случае $q_0 < 0$ эта точка образуется в конце водохранилища и движется к плотине до своего предельного положения, соответствующего стационарному режиму потока. При $q_0 > 0$ эта точка возникает у плотины в нижнем бьефе и движется от нее вниз по течению реки до своего предельного положения, которое также определяется стационарным режимом.

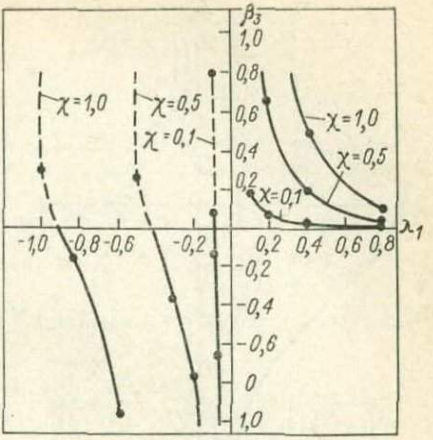


Рис. XXI-12. График зависимости $\beta_3 = f(\lambda_1, \chi)$.

Длина участка фильтрации из верхнего бьефа в нижний y_1 находится из уравнения (XXI-18), которое приводит к соотношениям

$$y_1 = 2\lambda_1(\beta_3)\sqrt{at}; \quad \beta_3 = 2\sqrt{\pi}q_0 l/[K(H_2^2 - H_1^2)], \qquad \text{(XXI-42)}$$

где параметр λ_1 определяется из следующего уравнения:

$$\beta_3 = \eta\left[\frac{i\Phi^*(\lambda_1)}{\lambda_1} - \frac{i\Phi^*(\eta)}{\eta}\right] - \frac{1}{2\sqrt{\pi}}[E_i(-\eta^2) - E_i(-\lambda_1^2)]; \qquad \text{(XXI-43)}$$

$$\eta = \lambda_1 + \chi; \quad \chi = l/2\sqrt{at}.$$

По этому уравнению на рис. XXI-12 построен график $\lambda_1 = f(\chi, \beta_3)$, позволяющий по известным χ и β_3 находить λ_1 и $y_1 = 2\lambda_1\sqrt{at}$. При установившейся фильтрации во всех приведенных выше уравнениях $t = \infty$ ($v = 0$), что приводит к уравнениям (XXI-22)—(XXI-24).

§ 6. Медленное наполнение верхнего бьефа при большом уклоне реки (канала)

Этот случай встречается при устройстве водохранилищ сезонного и многолетнего регулирования на горных реках со значительными уклонами. Решение задачи для него найдено Н. Н. Веригиным и С. В. Васильевым [1] посредством суперпозиции непрерывных линейных диполей с интенсивностью, зависящей от y и t. Здесь подпор $S(x, y, t)$ вычисляется по формуле (XXI-25), где функция $F_2(v, \omega)$ заменяется на $F_4(v, \omega, \bar{l})$. Последняя при $t < t_1$ будет:

$$F_4(v, \omega, \bar{l}) = M(v, \omega, \bar{l}) = \psi_2(\alpha, m) - \psi_2(\alpha, \omega) + 0{,}25\omega\bar{l}[B(v, m) - B(v, \omega)] - 0{,}25/\pi\bar{l}[E_i(-\xi_1) - E_i(-\xi)]. \qquad \text{(XXI-44)}$$

Здесь ψ_2 выражается в соответствии с формулой (XXI-26) и находится из графика (рис. XXI-7) при значениях α, ω — по выражению (XXI-26) и m, ξ и ξ_1 — по

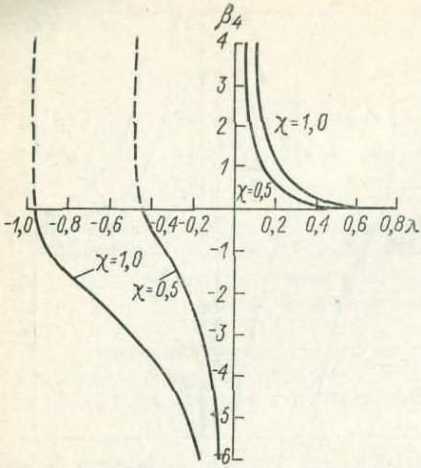


Рис. XXI-13. График зависимости $\beta_4 = f(\lambda_1, \chi)$.

(XXI-36). Функции B и E_i находятся из графика (рис. XXI-4) и приложения V, т. 2. При $t \geqslant t_1$ функция F_4 будет

$$F_4(v, \omega, \overline{l}) = M(v, \omega, \overline{l}) - \\ - (t - t_1)/tM(v_4, \omega, \overline{l_4}), \qquad \text{(XXI-45)}$$

где M определяется по формуле (XXI-44) при

$$v_4 = \frac{x}{2\sqrt{a(t-t_1)}}; \quad \overline{l_4} = \frac{xi}{v(t-t_1)}; \\ \omega = y/x. \qquad \text{(XXI-46)}$$

В случае $t \to \infty$ ($\overline{v} = 0$) подпор $S(x, y)$ вычисляется по формуле (XXI-10), в которой вместо F_1 принимается значение $F_3(0, w, \overline{l})$, определяемое по уравнению (XXI-37).

Фильтрационный расход из водохранилища (канала) вдоль одного из берегов в пределах уреза длиной $y - y_0$ определяется по формулам для Q при $t < t_1$ и $t > t_1$, приводимым ниже.

При $t \ll t_1$ имеем

$$Q = K(H_2 + H_1)\, i \sqrt{\frac{at}{\pi}}\, R_4(\lambda, \lambda_0, \chi) - q_0(y - y_0); \\ R_4(\lambda, \lambda_0, \chi_1) = T(\lambda, \chi_1) - T(\lambda_0, \chi_1), \qquad \text{(XXI-47)}$$

где

$$T(z, \chi_1) = 2\sqrt{\pi}\chi_1 [N(z) - N(z + \chi_1) - A(z + \chi_1)] + \Pi(z) - \Pi(z + \chi_1); \\ (z = \lambda, \lambda_0);$$

причем

$$\lambda = \frac{y}{2\sqrt{at}}; \quad \lambda_0 = \frac{y_0}{2\sqrt{at}}; \quad \chi_1 = 0{,}5\frac{v_0}{i}\sqrt{\frac{t}{a}}; \quad v_0 = \frac{H_2 - H_1}{t_1}. \qquad \text{(XXI-48)}$$

Здесь $N(z)$ и $\Pi(z)$ находятся по формулам (XXI-28) и (XXI-40) или графику (рис. XXI-10), а $A(z + x_1)$ берется из табл. XXI-2. Расход для всего берега водохранилища (канала) определится из выражения (XXI-47) при $y = l$, а расход в пределах зоны обходной фильтрации из верхнего бьефа в нижний — при $y = y_1$, где y_1 — длина зоны обходной фильтрации. Длина y_1 определяется из уравнений

$$y_1 = 2\lambda_1(\beta_4)\sqrt{at};$$

$$2\sqrt{\pi}\frac{q_0}{K(H_1 + H_2)\, i} = E(\lambda_1, \chi_1) = \beta_4; \qquad \text{(XXI-49)}$$

$\beta_4 = f(\lambda_1, \chi)$ находится по графику (рис. XXI-13);

$$\eta = \lambda_1 + \chi_1; \quad \lambda_1 = \frac{y_1}{2\sqrt{at}}; \quad \chi_1 = 0{,}5\frac{v_0}{i}\sqrt{\frac{t}{a}}, \qquad \text{(XXI-50)}$$

где

$$E(\lambda_1, \chi_1) = 2\chi_1 [K(\lambda_1) - K(\eta)] - \lambda_1 \left[\frac{i\Phi^*(\eta)}{\eta} - \frac{i\Phi^*(\lambda_1)}{\lambda_1} \right] + \\ + \frac{1}{2\sqrt{\pi}} [E_i(-\lambda_1^2) - E_i(-\eta^2)]. \qquad \text{(XXI-51)}$$

Функция $K(z)$ вычисляется из уравнения (XXI-33) или графика на рис. XXI-11. Из выражения (XXI-49) $\lambda_1(\beta_4)$, y_1 находится методом последовательных приближений.

При $t \geqslant t_1$ будет

$$Q = K(H_1 + H_2)\, i \sqrt{\frac{at}{\pi}} \left\{ [T(\lambda, \chi_1) - T(\lambda_0, \chi_1)] - \right. \\ \left. - \sqrt{\frac{t - t_1}{t}} [T(\zeta, \chi_4) - T(\zeta_0, \chi_4)] \right\} - q_0 (y - y_0); \qquad \text{(XXI-52)}$$

причем

$$\lambda = \frac{y}{2\sqrt{at}}; \quad \lambda_0 = \frac{y_0}{2\sqrt{at}}; \quad \zeta = \frac{y}{2\sqrt{a(t - t_1)}}; \quad \zeta_0 = \frac{y_0}{2\sqrt{a(t - t_1)}};$$

$$\chi_1 = 0{,}5 \frac{v_0}{i} \sqrt{\frac{t}{a}}; \quad \chi_4 = 0{,}5 \frac{v_0}{i} \sqrt{\frac{t - t_1}{a}}; \quad v_0 = \frac{H_2 - H_1}{t_1}. \qquad \text{(XXI-53)}$$

Полный фильтрационный расход для всего берега водохранилища (канала) определится из формулы (XXI-51) при $y = l$. Фильтрационный расход в пределах зоны фильтрации из верхнего бьефа в нижний в обход берегового примыкания плотины найдется из уравнения (XXI-51) при $y = y_1$. Длина зоны обходной фильтрации вычисляется из уравнения

$$2\sqrt{\pi} \frac{q_0}{K(H_1 + H_2)\, i} = E(\lambda_1, \chi_1) - E(\zeta_1, \chi_4); \qquad \text{(XXI-54)}$$

причем

$$\eta = \lambda_1 + \chi_1, \zeta_1 + \chi_4; \quad \lambda_1 = \frac{y_1}{2\sqrt{at}}; \quad \zeta_1 = \frac{y_1}{2\sqrt{a(t - t_1)}}; \qquad \text{(XXI-55)}$$

Здесь $E(\lambda_1, \chi_1)$ и $E(\zeta_1, \chi_1)$ находятся по формуле (XXI-50).

Длина y_1 определяется из уравнения (XXI-54) методом последовательных приближений. Кинематическая структура потока в данном случае отличается тем, что критическая раздельная точка d при $t = 0$ появляется у плотины и затем перемещается вдоль уреза воды в верхнем бьефе (при $q_0 < 0$) или в нижнем бьефе (при $q_0 > 0$) и при $t \to \infty$ занимает предельное положение, соответствующее установившемуся режиму фильтрации. При установившейся фильтрации в приведенных здесь уравнениях для Q и y_1 необходимо принять $t \to \infty$ и тогда

$$Q = \frac{K(H_2^2 - H_1^2)}{2\pi} \left[\left(1 + \frac{y}{l}\right) \ln \times \right. \\ \times \left(1 + \frac{l}{y}\right) - \left(1 + \frac{y_0}{l}\right) \times \\ \left. \times \ln \left(1 + \frac{l}{y_0}\right) \right] - q_0 (y - y_0);$$

$$l = \frac{H_2 - H_1}{i}. \qquad \text{(XXI-56)}$$

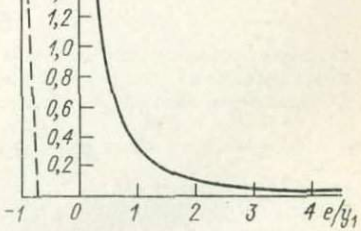


Рис. XXI-14. График зависимости $\beta_5 = f(l/y_1)$.

Полный расход для одного берега найдется из этого уравнения при $y = l$. Расход в пределах зоны обходной фильтрации из верхнего бьефа в нижний определится из него при $y = y_1$, причем ордината критической точки y_1 вычисляется из уравнения

$$2\pi q_0/[K(H_2 + H_1)\, i] = l/y_1 - \ln(1 + l/y_1) = \beta_5, \qquad \text{(XXI-57)}$$

отсюда l/y_1 вычисляется по графику $l/y_1 = f(\beta_5)$ на рис. XXI-14.

§ 7. Способы оценки влияния орогидрографических и гидрогеологических факторов на фильтрацию из водохранилищ

Описанные выше методы прогноза подпора грунтовых вод и потерь на фильтрацию в районах водохранилищ на реках и каналах относятся к схематизированным природным условиям, а именно: грунтовый поток принимается полуограниченным длиной $L = \infty$, и поэтому влияние ближайших к водохранилищу его границ не учитывается, берега верхнего и нижнего бьефов считаются отвесными, из-за чего не принимается во внимание сдвижка урезов воды в верхнем и нижнем бьефах относительно друг друга, в пределах бьефов сопротивление фильтрации грунтов, залегающих под дном бьефов, не учитывается, грунты выше уровня подземных вод считаются однородными. Чтобы учесть влияние ближайшей к водохранилищу границы $x = L$, необходимо рассматривать пласт ограниченной мощности с одинаковым напором на удаленной границе H_3 (условие I рода) или с одинаковым удельным расходом на этой границе q_3 (условие II рода). Подпор грунтовых вод $S(x, y, t)$ для водоносного пласта ограниченной длины при H_3 или $q_3 = \text{const}$ может определяться по формулам предыдущих параграфов при следующем значении входящей в них функции F:

$$F(v, \omega, \overline{l}, \overline{L}) = \sum_{n=0}^{n=\infty} \{P[F_i(v_1, \omega_1, \overline{l}_1) - F_i(v_2, \omega_2, \overline{l}_2)]\}.$$

Здесь

$$v_{1,2} = \frac{2nL \pm x}{2\sqrt{at}}; \quad \omega_{1,2} = \frac{y}{2nL \pm x}; \quad \overline{l}_{1,2} = \frac{2nL \pm x}{l}. \qquad \text{(XXI-58)}$$

Знаки плюс относятся к индексу I, $P = 1$ при $H_3 = \text{const}$ и $P = (-1)^n$ при $q = \text{const}$, индекс $i = 1 \div 4$ соответствует рассмотренным выше четырем случаям [$i = 0$ $H_2 = \text{const}$ и $H_2 = f(t)$; $i > 0$, $H_2 = \text{const}$ и $H_2 = f(t)$]. При малых t для вычисления F можно ограничиваться одним-двумя членами рядов.

Фильтрационный расход Q для пласта длиной L и условиями на границе H_3 или $q_3 = \text{const}$ также может вычисляться по формулам предыдущих параграфов при следующем значении входящей в него функции:

$$R(\lambda, \lambda_0, \overline{l}, \overline{L}) = \sum_{n=-\infty}^{n=\infty} P[R_i(\lambda, \lambda_0, \overline{l})].$$

Здесь

$$\lambda = \pm y/2nL; \quad \lambda_0 = \pm y_0/2nL; \quad \overline{l} = \pm 2nL/l. \qquad \text{(XXI-59)}$$

По двум основным направлениям на продолжении оси плотины ($y = 0$) и в большом удалении от нее ($y \approx -\infty$) подпор $S(x, y, t)$ для потока ограниченной длины L выражается следующим образом:

$$S = \sqrt{H_e^2 + m\left(H_2^2 - H_1^2\right) F(\tau, \overline{L})} - H_e, \qquad \text{(XXI-60)}$$

где $\tau = at/x^2$; $\overline{L} = x/L$;
причем на продолжении оси плотины $m = 0{,}5$, а в удалении от плотины $m = 1$.

Функция $F(\tau, L)$ подробно рассматривается в § 5. Подпор $S(x, y, t)$ при наличии грунтов, залегающих под дном водохранилища, будет меньше, чем при отсутствии таких грунтов. Это обусловлено тем, что они вызывают дополнитель-

ное сопротивление фильтрации перед входом фильтрационного потока в берега верхнего бьефа и соответствующее снижение подпора. При определении подпора S это его снижение учитывается посредством уменьшения действительной координаты точки x на Δ_1. Последняя определяется по формуле

$$\Delta_1 = \overline{m}^2/\overline{H}_2 \operatorname{cth} b/\overline{m};$$
$$\overline{m} = \overline{H}_2 - (H_2 - H_1 + h_0), \qquad \text{(XXI-61)}$$

где b — половина ширины водохранилища у плотины; h_0 — средняя глубина водохранилища, $\overline{H}_2$ зависит от неоднородности грунтов, залегающих между горизонтом верхнего бьефа и водоупором.

Для 1, 2 и 3-го слоев грунта с коэффициентом фильтрации K_{1-3} (индекс I соответствует верхнему слою) имеем

$$\overline{H}_2 = m_1 = H_2; \quad \overline{H}_2 = \sqrt{\left(m_1 + \frac{K_1}{K_2} m_2\right)\left(m_1 + \frac{K_2}{K_1} m_2\right)};$$
$$H_1 = \sqrt{\left(m_1 + \frac{K_1}{K_2} m_2 + \frac{K_1}{K_3} m_3\right)\left(m_1 + \frac{K_2}{K_1} m_2 + \frac{K_3}{K_1} m_3\right)}, \qquad \text{(XXI-62)}$$

где m_{1-3} — мощности 1-го—3-го слоев грунта.

Подпор $S(x, y, t)$ при пологих берегах верхнего и нижнего бьефов, когда урез верхнего бьефа находится на оси y, а урез нижнего бьефа смещен от этой оси, будет больше, чем при отвесных берегах обоих бьефов, когда их урезы находятся на оси y. Это обусловлено тем, что смещение уреза нижнего бьефа вызывает дополнительное сопротивление на выходе фильтрационного потока в нижний бьеф и соответствующий дополнительный подъем уровня грунтовых вод. При определении подпора это его увеличение учитывается тем, что вместо x принимается Δ_2, причем

$$\Delta_2 = \overline{m}^2/\overline{H}_2 (\operatorname{cth} b/\overline{m} - \operatorname{cth} b_0/\overline{m}), \qquad \text{(XXI-63)}$$

где $в$ — половина ширины реки в естественных условиях.

В уравнениях (XXI-62) и (XXI-63) абсцисса отсчитывается от уреза верхнего бьефа, неоднородность аллювия учитывается при расчетах посредством приведения всех слоев неоднородно-слоистой толщи к верхнему слою, как это указано при рассмотрении фильтрации из каналов.

При наличии нескольких плотин (гидроузлов) на реке или канале, а также при устройстве на водохранилище водозабора и магистрального канала расчет подпора S и потерь на фильтрацию Q ведется по методу сложения течений. Тогда используются приведенные выше формулы, в которые вводятся функции F и R, учитывающие влияние всех плотин и канала. Соответствующие этим случаям расчетные формулы приведены в работе [1].

ГЛАВА XXII

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ СКВАЖИН В ЗОНЕ ДЕЙСТВИЯ ВЗРЫВА

§ 1. Общие сведения о разрушении горных пород взрывом

При разведке подземных вод, залегающих в трещиноватых, трещиновато-пористых и закарстованных горных породах, часто скважины в одном и том же водоносном горизонте на одних участках его распространения являются водообильными, а на других слабоводообильными или даже практически безводными. Это объясняется изменением характера трещиноватости горных пород и фациаль-

ной изменчивостью их по глубине и простиранию; наличием в одних местах и отсутствием в других дизъюнктивных нарушений; изолированностью трещин и пустот в одних и тех же породах и горизонтах; неравномерностью заполнения трещин песчано-глинистым материалом и рудными образованиями; глинизацией открытых трещин при бурении скважин с применением глинистой промывки.

Малодебитные и практически безводные скважины, как показывает многочисленная практика, после проведения в них взрывов зарядов ВВ, торпед или перфорации становятся водообильными, пригодными для водоснабжения, так как при взрыве в твердых горных породах, слагающих водоносные горизонты и зоны, пробуренные или вскрытые скважиной на ту или иную глубину, происходит дробление горных пород и образование в них искусственных трещин, увеличивающих проницаемость призабойной зоны скважин.

Влияние энергии взрыва на горные породы, слагающие водоносные горизонты, находится в зависимости от физико-механических свойств пород, их естественной трещиноватости, морфологии и раскрытости трещин, их заполнения песчано-глинистыми отложениями, подземной водой, газами и глинистым раствором, проникшим в процессе бурения скважин. По механизму разрушения горных пород взрывом последние разделяют [14] на три класса: 1) монолитные; 2) сильнотрещиноватые с раскрытыми трещинами, заполненными газом (воздухом) *; 3) трещиноватые с трещинами, заполненными или вторичными песчано-глинистыми отложениями, или подземной водой, или глинистым раствором, проникшим в трещины при бурении скважин.

В монолитных горных породах энергия взрыва передается в окружающую среду волной сжатия, распространяющейся со сверхзвуковой скоростью. Установлено, что в ближайшей к центру взрыва зоне волна сжатия носит ударный характер, в результате чего по мере удаления от центра горная порода переходит в сложное напряженно-деформированное состояние, характеризуемое нормальными (σ_z, σ_y, σ_x) и касательными (τ_{zy}, τ_{zx}, τ_{xy}) напряжениями. С ростом напряжений (σ, τ), возникших в результате взрыва, деформации в горных породах линейно растут и при достижении предела прочности пород последние разрушаются, дробятся на блоки (куски), а в пластичных породах возникают пластические необратимые деформации.

В твердых монолитных породах (гранитах, песчаниках, известняках, доломитах, сланцах и др.) при касательных напряжениях, достигающих прочности породы на сдвиг, происходит разрушение (дробление) ее на блоки (куски). Если нормальное напряжение достигает прочности породы на отрыв (растяжение), тогда в ней образуются макротрещины вдоль плоскости действия разрывающего напряжения. Если нормальное напряжение достигает прочности породы на сжатие, тогда она разрушается на куски по множеству плоскостей, ориентировка которых определяется структурой породы.

Таким образом, взрыв, при котором возникает давление 10—30 тыс. кгс/см^2, приводит к дроблению и трещинообразованию монолитных горных пород. В горных породах с раскрытыми трещинами, заполненными газами, вместо волны сжатия при взрыве образуется волна уплотнения, скорость которой находится в зависимости от размеров блоков (кусков) горной породы, раскрытости трещин, массовой скорости за фронтом ударной волны и скорости звука в блоке (куске) [14].

За волной уплотнения блоки (куски) горной породы теснее соприкасаются между собой, раскрытость трещин резко уменьшается, сильнотрещиноватая горная порода становится породой с плотно соприкасающимися блоками (кусками). Вследствие прохождения волны уплотнения через горные породы перед ее фронтом и за ним происходят дробление и трещинообразование этих пород. В горных породах с трещинами, заполненными песчано-глинистым материалом и подземной водой, разрушение и трещинообразование происходят так же, как и в монолитных породах, т. е. в результате ударного сдвига, только в сравнении с монолитными породами волна сжатия в них быстрее затухает во времени и в пространстве.

---

* Трещины могут быть заполнены также водяным паром, углекислым газом, азотом, метаном, сероводородом.

Из краткого анализа процесса дробления и трещинообразования в различных горных породах под действием взрыва следует, что для проектирования и осуществления взрывов в скважинах главное внимание должно уделяться изучению геолого-литологического, петрографического и минералогического состава горных пород, их прочностных свойств (разрыва, сдвига, сжатия), естественной трещиноватости, водоносности и газоносности трещин, их заполнению песчано-глинистым материалом, проникшим в трещины естественным путем и при бурении скважин.

При камуфлетном взрыве в призабойных частях скважин образуются три взаимосвязанные между собой зоны: дробления, трещинообразования и упругих колебаний (рис. XXII-1). Для расчета зон дробления и трещинообразования применяются достаточно проверенные на практике формулы, рассматриваемые в специальной литературе [10, 11, 12, 14 и др.]. В частности, для сосредоточенных зарядов ВВ при камуфлетном взрыве радиус трещинообразования в метрах определяется по формуле

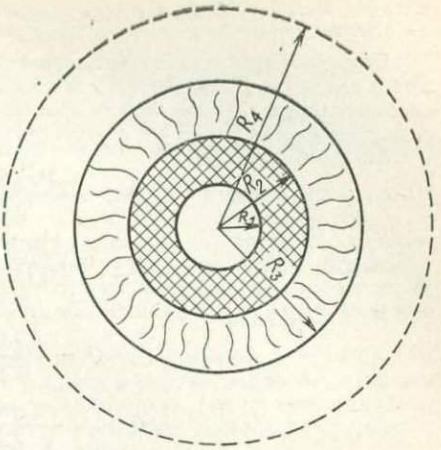


Рис. XXII-1. Схема разрушения горной породы камуфлетным взрывом (по Ф. А. Бауму, Л. П. Орленко, К. П. Станюковичу, В. П. Челышеву, Б. И. Шехтеру).

$R_1 - R_4$ — радиусы; R_1 — полости с продуктами детонации, R_2 — зоны дробления, R_3 — зоны радиальных трещин, R_4 — зоны упругих деформаций.

$$R_т = \sqrt[3]{\frac{Q}{q}}, \qquad \text{(XXII-1)}$$

где Q — масса заряда ВВ, кг; q — удельный расход ВВ, кг/м.

Формулой (XXII-1) пользуются при $l < 4d$, где l — длина заряда; d — диаметр заряда. При $l = (4 \div 30)\,d$ и $l > 30d$ радиус трещинообразования определяется по формулам

$$R_т = 10d\sqrt[3]{\lambda/\gamma}; \qquad \text{(XXII-2)}$$

$$R_т = 30d\sqrt[3]{\lambda/\gamma}, \qquad \text{(XXII-3)}$$

где $\lambda = l/d$; γ — плотность породы, т/м³.

В результате взрывов зарядов ВВ и торпед в скважинах вокруг центра взрыва создается искусственная трещиноватость, которая в сочетании с естественной образует сложную дроблено-трещиноватую среду. Изучение фильтрационных свойств горных пород в зоне влияния камуфлетного взрыва представляет собой весьма сложную задачу подземной гидродинамики. При решении этой задачи рассматриваются две модели фильтрации.

Первая отвечает модели, в которой трещиноватые породы, сложенные блоками (кусками) с хаотическими трещинами, принимаются для неограниченных пластов и массивов за пористую среду, когда пористость и проницаемость блоков (кусков) пренебрежимо малы ($n = 0 \div 5\%$; $K = 10^{-4} \div 10^{-5}$ дарси).

По второй модели пласты трещиноватых пород рассматриваются как сложенные равномерными блоками, разделенными горизонтальными и вертикальными трещинами, с заданными их раскрытостью и расстояниями между ними. При расчетах скважин в зоне взрыва пользуются первой моделью фильтрации.

§ 2. Определение дебита скважин

Принимая дроблено-трещиноватую среду за пористую, расчет дебита скважин в водоносных горизонтах, нарушенных взрывом, как показывает практика многочисленных взрывов, можно производить в условиях установившегося и неустановившегося движения соответственно по формулам (XXII-4)—(XXII-8).

Безнапорные воды

$$Q = \frac{1{,}37K_{д}S\,(2H - S)}{\lg\,(R/r_0)}; \qquad \text{(XXII-4)}$$

$$Q = \frac{1{,}37K_{д}S\,(2H - S)}{\lg\,(2{,}25a_{y}t/r_0^2)}. \qquad \text{(XXII-5)}$$

Напорные воды

$$Q = \frac{2{,}73K_{д}MS}{\lg\,(R/r_0)}; \qquad \text{(XXII-6)}$$

$$Q = -\frac{4\pi K_{д}MS}{E_i\left[-r_0^2/(4at)\right]}; \qquad \text{(XXII-7)}$$

$$Q = \frac{4\pi K_{д}MS}{\ln\,(2{,}25at/r_0^2)}, \qquad \text{(XXII-8)}$$

где $K_д$ — коэффициент фильтрации дроблено-трещиноватых пород, м/сутки; H, M — мощность водоносных горизонтов, м; S — понижение, м; a_y, a — коэффициенты уровне- и пьезопроводности, м²/сутки; t — продолжительность откачки, сутки; r_0 — радиус скважины, м; E_i — интегральная функция, определяемая по таблице (см. приложение V, т. 2); R — радиус влияния скважины, м.

Формула (XXII-7) применяется при $r_0^2/(4at) > 0$, 0,5 ÷ 0,1, формула (XXII-8) — при $r_0^2/(4at) < 0{,}15 \div 0{,}1$.

При мощных взрывах, образующих большие по размерам зоны трещинообразования, в формулы (XXII-4) и (XXII-6) вместо R подставляют значения $R_т$, рассчитанные по формулам (XXII-1) и (XXII-2) или по другим формулам, применяемым в практике мощных, взрывов.

Дебиты разведочных слабоводообильных скважин и эксплуатационных, снизивших в процессе эксплуатации свою производительность, после торпедирования возрастают в 1,5—16 раз и более [2, 3, 4, 6]. Формулы (XXII-4)—(XXII-8) при известных дебитах и входящих в них других параметрах применяются для расчета коэффициента фильтрации $K_д$ дроблено-трещиноватых горных пород, слагающих водоносные горизонты, нарушенные обычными или ядерными взрывами.

§ 3. Оценка гидродинамического эффекта взрыва

Оценка гидродинамического эффекта взрыва при опробовании гидрогеологических скважин дается по результатам откачек, проведенных до взрыва и после него одним и тем же насосом, при одном и том же понижении и способе измерения расхода воды. Проводя откачку при одном и том же понижении уровня воды в скважине, коэффициент изменения дебита ее определяют по формулам

$$n = Q_2/Q_1, \qquad \text{(XXII-9)}$$

$$n = q_2/q_1, \qquad \text{(XXII-10)}$$

где Q_1 и Q_2 — дебит скважины до взрыва и после него, м³/сутки; q_1 и q_2 — удельный дебит скважины до взрыва и после него, м³/сутки·м.

По коэффициенту n оценивают гидродинамический эффект взрыва, при этом возможны четыре случая:

1) $n = 0$, взрыв приводит к полной потере дебита скважины, это объясняется непригодностью водоносных пород для взрыва (порода с высоким содержанием глинистых частиц, линз и прослоек глин);

2) $1 > n > 0$, взрыв приводит к отрицательному результату вследствие тех же причин, что и в первом случае;

3) $n = 1$, взрыв не дал должных результатов по различным причинам (недостаточное количество заряда ВВ, плохая промывка скважины перед откачкой, глинизация трещин и др.);

4) $n > 1$, взрыв с положительным эффектом, подтверждающим правильность методики его проведения.

В первом и втором случаях повторные взрывы или не приводят к положительному результату или дают незначительное увеличение дебита скважины; в третьем случае повторные взрывы завершаются часто положительным эффектом, повышением дебита до достаточного для эксплуатации скважин в целях водоснабжения.

Эффективность взрывов можно оценить также по графикам $Q = f(S)$, $S = f(t)$ и $S = f(\ln t)$. Графики строятся в одном и том же масштабе до взрыва и после него. При положительном эффекте взрыва кривые, построенные до взрыва и после него, по-разному располагаются на графиках. Кривые после взрыва располагаются выше однозначных кривых до взрыва.

Заметим, что весьма желательно гидродинамическую оценку взрыва дополнять геофизическими методами — электро-, фото- и расходометрическим каротажем, выполненным до взрыва и после него. При опробовании гидрогеологических скважин на подземные воды, в том числе и на над-, меж- и подмерзлотные, рекомендуемые в качестве постоянного источника водоснабжения, обязательно должна производиться гидрохимическая оценка последствий взрыва.

§ 4. Гидрохимическая оценка последствий взрыва

Эта оценка дается по коэффициентам α и β, характеризующим изменение под влиянием взрыва минерализации воды и содержания в ней Cl, SO_4, Ca, Mg. Оценка изменения минерализации производится по формуле

$$\alpha = M_2/M_1, \qquad \text{(XXII-11)}$$

где M_1 — минерализация воды до взрыва, мг/л; M_2 — минерализация после взрыва, мг/л.

Оценка изменения концентраций Cl, SO_4, Ca, Mg производится по формулам *

$$\beta_{Cl} = \frac{[Cl]_{п.\,в}}{[Cl]_{д.\,в}}; \quad \beta_{SO_4} = \frac{[SO_4]_{п.\,в}}{[SO_4]_{д.\,в}};$$

$$\beta_{Ca} = \frac{[Ca]_{п.\,в}}{[Ca]_{д.\,в}}; \quad \beta_{Mg} = \frac{[Mg]_{п.\,в}}{[Mg]_{д.\,в}};$$

$$\varphi_{Cl} = \frac{[Cl]_{п.\,в}}{Cl_{ГОСТ}}; \quad \varphi_{SO_4} = \frac{[SO_4]_{п.\,в}}{SO_{4\,ГОСТ}};$$

$$\varphi_{Ca} = \frac{[Ca]_{п.\,в}}{Ca_{ГОСТ}}; \quad \varphi_{Mg} = \frac{[Mg]_{п.\,в}}{Mg_{ГОСТ}},$$

где $[Cl]_{д.\,в}$, $[SO_4]_{д.\,в}$, $[Ca]_{д.\,в}$ — концентрации до взрыва, мг/л; $[Cl]_{п.\,в}$, $[SO_4]_{п.\,в}$, $[Ca]_{п.\,в}$ — концентрации после взрыва, мг/л; $Cl_{ГОСТ}$, $Ca_{ГОСТ}$ — питьевые нормы по ГОСТ для Cl, SO_4, Ca и Mg.

Оценка последствий взрыва по коэффициентам α, β и φ заключается в следующем. При $\alpha = 1$ не произошло изменения минерализации воды опробуемого

* Аналогично оценка может производиться и по другим элементам, содержащимся в исследуемой воде.

водоносного горизонта; при $\alpha < 1$ произошло опреснение воды за счет вовлечения в зону взрыва менее минерализованных поверхностных или подземных вод; при $\alpha > 1$ минерализация увеличилась; это бывает связано с подтоком или минерализованных вод глубоких горизонтов, или вод верхнего почвенного слоя, или соленых вод озер, морей, захваченных зоной влияния взрыва.

Аналогично проводится оценка и по коэффициентам β и φ. При $\beta = 1$ и $\varphi = 1$ взрыв не повлиял на состав воды; при $\beta \neq 1$ и $\varphi \neq 1$ произошло изменение качества воды по Cl, SO_4, Ca, Mg в сравнении с нормами ГОСТ (улучшение качества при $\varphi < 1$, ухудшение при $\varphi > 1$). Так как при взрывах применяются тротил, аммониты, содержащие в своем составе NO_2^-, NO_3^-, NH_4^+, эти элементы обязательно определяются в анализах воды после взрыва. При опробовании гидрогеологических скважин взрывами в отдельных районах наблюдалось вовлечение в зону влияния взрыва поверхностных загрязненных вод и болотных вод, понизивших качество рекомендуемых для водоснабжения подземных вод исследуемого водоносного горизонта.

Этим объясняется необходимость и важность бактериальной оценки подземных вод до и после взрыва, которая может быть дана по коэффициенту ψ, отражающему изменение в результате взрыва коли-титра воды

$$\psi_1 = \frac{\text{коли-титр д. в.}}{300}; \qquad \psi_2 = \frac{\text{коли-титр п. в.}}{300}, \qquad \text{(XXII-13)}$$

где коли-титр д. в. — коли-титр воды до взрыва; коли-титр п. в. — то же, после взрыва.

Сопоставление коэффициентов ψ_2 и ψ_1 позволяет оценить степень бактериального загрязнения изучаемых подземных вод, которое в отдельных районах может иметь место при опробовании гидрогеологических скважин взрывами.

Гидрохимическая и бактериальная оценки взрывов при опробовании гидрогеологических скважин на подземные воды, рекомендуемые для постоянного водоснабжения, всегда должны осуществляться вместе с гидродинамической оценкой.

ГЛАВА XXIII

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И РАСЧЕТЫ ПРИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ МЕЛИОРАЦИЯХ

А. ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ОРОШЕНИИ И ОСУШЕНИИ ЗЕМЕЛЬ

§ 1. Предварительные замечания

Площадь орошаемых земель в мире в 1975 г. достигла 235 млн. га, осушенных — 160 млн. га. В СССР орошаемая площадь в 1975 г. составляла 14,5 млн. га, осушенная — 10,5 млн. га. На орошаемых и осушенных землях, занимающих около 8% пашни, было получено $^1/_4$ всей сельскохозяйственной продукции страны. Площадь орошаемых и осушаемых земель в СССР быстро увеличивается. Например, в зоне Белорусского Полесья ежегодно осушается 70—80 тыс. га заболоченных и переувлажняемых земель и на площади 20 тыс. га строятся осушительно-оросительные системы. При таких масштабах осушительно-увлажнительных мелиораций главнейшей задачей проектирования становится разработка бассейновых и межбассейновых схем мелиорации и комплексного использования водных ресурсов осушаемых и орошаемых водосборов. В этих условиях роль гидрогеологических обоснований мелиоративных и водохозяйственных проектов резко возрастает.

§ 2. Влияние орошения и осушения на режим и баланс грунтовых вод

Влияние орошения на режим и баланс грунтовых вод зависит от способов и норм орошения, техники полива, гидрогеологических, почвенных и геоморфологических факторов. В одинаковых природных условиях оно тем больше, чем ниже коэффициент полезного действия (к. п. д.) оросительных систем. Поскольку в большинстве орошаемых районов мира оросительные каналы проложены в земляных руслах и характеризуются значительными путевыми потерями воды на инфильтрацию, то к. п. д. таких систем не превышают 0,5—0,6. В этих условиях при средних оросительных нормах, равных 12—15 тыс. м³/га (пустынные и полупустынные районы) и 5—7 тыс. м³/га (степные), инфильтрационное питание грунтовых вод за счет фильтрации воды из каналов достигает значительных размеров и обычно преобладает над атмосферным. Если за 100% принять суммарное питание грунтовых вод за счет атмосферных осадков и ирригационных вод, то доля инфильтрационного питания по отношению к суммарному достигает 50—60% в степных, 70—80% в полупустынных и 90—95% и более в пустынных районах. Поэтому борьба с фильтрацией из каналов является важным мероприятием как для рационального использования водных ресурсов, так и для регулирования режима грунтовых вод в целях борьбы с заболачиванием и засолением земель.

В естественно-дренированных районах орошение способствует развитию процессов выщелачивания солей из зоны аэрации и опреснению грунтовых вод. В районах слабой дренированности орошение приводит к подъему уровней грунтовых вод (УГВ) и накоплению солей. Интенсивность соленакопления нарастает от степных районов к пустынным. В этих условиях искусственный дренаж не допускает подъема УГВ до опасных глубин и в комплексе с орошением активизирует водообмен грунтовых вод, снижая их минерализацию.

На орошаемых землях наблюдается четкая зависимость многолетних колебаний УГВ от динамики водоподачи, коэффициентов земельного использования и полезного действия оросительных систем, удельной протяженности искусственного дренажа и других ирригационно-хозяйственных факторов. Эти колебания зависят также и от природных факторов: водоносности рек, атмосферных осадков, испарения.

Влияние осушения на режим и баланс грунтовых вод осушаемых и прилегающих территорий весьма различно в различных гидрогеологических и почвенно-мелиоративных условиях и зависит прежде всего от способов, интенсивности и режима дренирования, конструкции осушительно-увлажнительных и осушительно-оросительных систем, типа водного питания осушаемых и прилегающих территорий, степени осушенности заболоченного водосбора (масштабов осушения). По данным В. Ф. Шебеко, А. Г. Булавко, Б. С. Маслова, В. Е. Алексеевского, А. П. Ваховского, М. В. Фадеевой, П. И. Закржевского и Ю. М. Корчоха, влияние осушения на уровенный режим грунтовых вод прилегающих территорий в различные по водности годы распространяется на расстояние от 1,5—2,0 до 3—5 км и более. Прогноз этого влияния рекомендуется производить методами математического и аналогового моделирования на базе постоянно действующих гидролого-гидрогеологических моделей бассейновых схем мелиорации.

Влияние осушения на химический состав подземных вод зоны дренирования изучено недостаточно. Имеющиеся данные указывают на то, что использование для орошения относительно высокоминерализованных подземных вод более глубоких водоносных горизонтов приводит к повышению минерализации грунтовых вод.

§ 3. Методы гидрогеологических исследований при орошении и осушении земель

Задачами гидрогеологического и инженерно-геологического обоснования технического проекта мелиорации являются (ВСН-И-2-76) следующие:

а) раскрытие средствами крупномасштабной съемки и дополнительных гидрогеологических изысканий важнейших гидрогеологических и инженерно-геологических особенностей региона, влияющих на основные технико-экономи-

ческие показатели проекта мелиорации; при этом изучаются особенности строения дренируемой толщи и зоны аэрации (состав, фильтрационные и физико-механические свойства грунтов и торфа, степень их засоленности, состав солей); условия водообмена (гидравлической связи) между водоносными горизонтами зоны дренирования; условия водного питания мелиорируемой территории в различные по водности годы и при различной интенсивности дренирования; химический состав, уровенный и температурный режимы грунтовых и подстилающих напорных вод; инженерно-геологические условия возведения гидротехнических сооружений; эксплуатационные запасы подземных вод, используемых на орошение и для сельскохозяйственного водоснабжения;

б) количественная оценка расчетных значений гидрогеологических, гидрохимических и инженерно-геологических параметров дренируемой толщи;

в) разработка оперативных и долгосрочных прогнозов водного и солевого режимов мелиорируемой территории;

г) поиски месторождений строительных материалов.

Для обоснования технических проектов мелиорации комплексная съемка выполняется в масштабе 1 : 50 000 для простых и средних условий, а также для сложных условий, если площадь массива превышает 20—50 тыс. га, и в масштабе 1 : 25 000 для сложных гидрогеологических условий, а также для массивов с простыми условиями, если площадь съемки не превышает 2 тыс. га.

При проведении гидрогеологической съемки для целей мелиорации необходимо широко применять комплекс геофизических исследований. В этот комплекс входят следующие геофизические методы [44]: электроразведка методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) и профилирования; электроразведка методом вызванной поляризации (ВП) в режиме возбуждения длительными однополярными импульсами; электроразведка методом радиоволнового профилирования (РВП) в движении; сейсморазведка методом преломленных волн (МПВ), позволяющая с высокой точностью определять глубину залегания УГВ.

Геофизические методы в сочетании с ландшафтными и обычными методами гидрогеологических съемок в интервале глубин от 0 до 200 м позволяют решать многие задачи гидрогеологических изысканий, включая определение фильтрационных параметров водоносных пластов и зоны аэрации, изменчивость литологического состава и засоленности пород по площади и глубине зоны дренирования и т. д.

В орошаемых районах характер и степень засоления почв находятся в четкой зависимости от минерализации и химического состава грунтовых вод. Поэтому при картировании минерализации грунтовых вод следует выделять площади со следующими интервалами минерализации: до 1, от 1 до 3, от 3 до 5, от 5 до 10, от 10 до 15, от 15 до 25, от 25 до 50 и более 50 г/л. При этом в первую очередь выделяются воды с повышенной щелочностью, создающие угрозу содового засоления почв. В районах низкой естественной дренированности следует проводить изучение послойной минерализации грунтовых вод на глубину не менее 10—15 м, если водоупор залегает глубже. При использовании подземных вод на орошение изучение химического состава подземных вод производится до значительно больших глубин. Режимные наблюдения должны освещать характер и закономерности изменения гидрохимического режима подземных вод во времени.

При гидрогеологических съемках заболоченных водосборов изучению химического состава грунтовых вод следует уделять большое внимание, поскольку данные о химическом составе грунтовых вод необходимы для оценки степени минерализации торфа и определения условий водного питания болот. По А. А. Маккавееву и др. [29], для верховых болот, которые питаются в основном атмосферными осадками, обычно характерны мягкие грунтовые воды с кислой реакцией, бедные химическими основаниями. Для лесных (переходного типа) болот характерны жесткие грунтовые воды, насыщенные щелочноземельными металлами (кальций, магний). Низинные болота, периодически затапливаемые паводковыми водами, отличаются большим разнообразием состава грунтовых вод.

Химический состав грунтовых вод переувлажняемых земель оказывает большое влияние на плодородие почв и условия работы закрытого дренажа. По данным

Ф. Р. Зайдельмана [12], в почвах, заболачиваемых ожелезненными или жесткими грунтовыми или грунтово-напорными водами, наблюдается аккумуляция слаборастворимых соединений из солей и окислов двух-, трех- и четырехвалентных металлов (главным образом кальция, железа, магния). В этих условиях формируются почвы с горизонтами высокого содержания железа и извести, дерново-карбонатные на легких породах, торфяные с близким залеганием лугового мергеля, пойменные карбонатные и различные сильноожелезненные почвы. Если указанные соединения солей и окислов превышают определенные нормы, плодородие почв и урожайность сельскохозяйственных культур значительно снижаются даже при оптимальном водном и питательном режимах почв.

Осаждение железистых соединений в трубах горизонтального дренажа (именуемое иногда «заохриванием») наблюдается при содержании железа в грунтовых водах более 5—7 мг/л. Заохривание уменьшает пропускную способность дрен и снижает их дренирующий эффект. Меры борьбы с заохриванием дренажа, в образовании которого большую роль играют также различные виды железобактерий, находятся в стадии разработки.

При использовании для орошения вод, обладающих неблагоприятным химическим составом или повышенной минерализацией, может проявляться токсическое действие солей на растительность, ухудшаться физико-химические и водно-физические свойства почв, повышаться их щелочность и т. д.

Для оценки опасности осолонцевания почв рассчитываются соответствующие критерии, отражающие, к примеру, зависимость между концентрацией соды в оросительных водах и поглощенным натрием в почвах [3]. Согласно этим критериям для орошения песчаных почв, не обладающих сорбционными свойствами, и при условии глубокого залегания УГВ можно применять подземные воды с минерализацией до 8—12 г/л и выше. Известны примеры использования морских вод для орошения песчаных почв на дюнах.

В суглинистых почвах допустимая минерализация оросительной воды снижается по мере увеличения адсорбционной способности почв, ухудшения их фильтрационных свойств, уменьшения глубины залегания и возрастания минерализации грунтовых вод. Известны зависимости по расчету предельно допустимой минерализации оросительной воды, основанные на необходимости поддержания определенного солевого баланса в почвенном растворе с учетом исходных запасов солей в почве, расхода на испарение, минерализации грунтовой и оросительной воды.

Согласно классификации оросительных вод, применяемой в США, верхним пределом удовлетворительной воды является 0,5 г/л; вода с минерализацией 1—3 г/л может быть использована только при наличии дренажа и при промывном режиме орошения.

В Индии воды с минерализацией до 0,4 г/л рассматриваются как пригодные для орошения; с минерализацией от 0,41 до 0,60 г/л и при pH воды до 9,0 — пригодные, а при $pH > 9,0$ — неблагоприятные; с минерализацией от 0,61 до 0,80 г/л и при $pH < 8,5$ могут быть применимы для орошения, а при $pH > 8,5$ — неприменимы; с минерализацией от 0,80 до 1,0 г/л и при $pH < 8,0$ — применимы, а при $pH > 8,0$ — неприменимы; с минерализацией от 1,01 до 1,20 г/л применимость вод для орошения сомнительна; при минерализации более 1,21 г/л воды считаются непригодными для орошения.

Назначение режимных наблюдений при мелиорации земель и соответствующее подразделение стационарной сети приведено в табл. XXIII-1. Соответственно указанным видам наблюдений пункты стационарной сети оборудуются в виде одиночных скважин, ярусных (этажно расположенных) пьезометров для изучения взаимосвязи водоносных горизонтов и послойной минерализации грунтовых вод, водомерных постов различного типа.

В соответствии с методическими указаниями ВСЕГИНГЕО наблюдения за уровнем и температурой грунтовых вод на региональной сети производятся 5—6 раз в месяц. Пробы воды на химический анализ отбираются от 1—2 до 3—4 раз в год.

Внутрихозяйственная сеть скважин в отличие от региональной размещается по площади орошаемых и осушаемых земель сравнительно равномерно; одна-две скважины на 100 га. Частота наблюдений за УГВ на внутрихозяйственной сети

Таблица XXIII-1

Назначение и виды наблюдательной сети скважин на мелиорируемых землях

Задачи изучения режима	Принципы размещения наблюдательной сети
Региональная (опорная) сеть гидрогеологических станций	
Изучение региональных закономерностей сезонного и многолетнего нарушенного и естественного режима подземных вод на площадях формирования различных генетических типов режима в основных гидрогеологических районах Изучение элементов баланса грунтовых вод и зависимости их от состава пород и мощности зоны аэрации, метеорологических условий и других факторов в основных гидрогеологических районах Фиксация многолетних изменений нарушенного и естественного режима подземных вод Прогноз режима подземных вод	Наблюдательная сеть размещается на основе гидрогеологического районирования территории применительно к требованиям мелиорации
Временная наблюдательная сеть различных ведомств, оборудуемая в связи с проектированием и переустройством оросительных и осушительных систем	
Размещение сельскохозяйственных культур и установление режима орошения их Прогноз режима подземных вод Определение гидрогеологических параметров пластов, необходимых для прогноза режима, проектирования дренажа и эксплуатационных водозаборов подземных вод Приведение к одному сроку разновременных данных гидрогеологической съемки Расчеты баланса грунтовых вод и солевого баланса Изучение влияния оросительных и осушительных каналов и дренажа на режим подземных вод	Размещение наблюдательной сети определяется принятой методикой решения задач
Внутрихозяйственная наблюдательная сеть управлений оросительных и осушительных систем	
Корректирование норм влагозарядковых, вегетационных и промывных поливов, планирование дополнительного увлажнения осушенных почв Контроль мелиоративного состояния орошаемых и осушенных земель, планирование мелиоративных работ и оценка эффективности их Расчеты и наблюдения за динамикой водного и солевого баланса земель Наблюдения за влиянием оросительных, осушительных и дренажных каналов, водохранилищ и других сооружений Прогнозы режима грунтовых вод на площади оросительных и осушительных систем в хозяйствах и на прилегающих к ним землях Контроль за охраной от истощения подземных вод, используемых для орошения	Равномерное покрытие наблюдательной сетью всей территории орошаемых и осушаемых земель (исключая случай, когда сеть размещается в соответствии с принятой методикой наблюдений)

составляет 1—3 раза в месяц, за минерализацией грунтовых вод — 1—2 раза в год: в начале и конце вегетационного периода.

Режимные исследования на региональной и внутрихозяйственной сети целесообразно проводить в комплексе с изучением составляющих водного и солевого балансов мелиорируемой и сопредельной с ней территорий. Исследованиями С. Ф. Аверьянова, В. Ф. Шебеко, Д. М. Каца, Б. С. Маслова и А. В. Лебедева установлено, что в орошаемых и осушаемых районах необходимо комплексное изучение динамики водного и солевого балансов зоны аэрации и грунтовых вод, поверхностного стока и общего баланса всей территории.

Б. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ ПРИ ОСУШЕНИИ И ОРОШЕНИИ ЗЕМЕЛЬ

§ 1. Предварительные замечания

Натурные исследования мелиоративных систем и данные опытных кустовых откачек показывают, что для повышения достоверности гидрогеологических прогнозов и моделирования УГВ и дренажного стока назрела необходимость введения поправок на водобалансовое несовершенство теоретических моделей возмущаемых горизонтов (по аналогии с известными поправками В. И. Щурова, В. Н. Щелкачева, С. Ф. Аверьянова, Н. Н. Веригина, Ф. М. Бочевера, В. М. Шестакова, А. Я. Олейника, А. И. Мурашко и других на несовершенство теоретических моделей возмущающих скважин и дрен). В качестве такой поправки к формуле Ч. В. Тейса — М. Маскета [41]

$$S_{rt} = \frac{Q}{4\pi T}\left[-E_i\left(-\frac{r^2}{4at}\right)\right] \approx \frac{0{,}183Q}{T}\lg\frac{2{,}25at}{r^2} \qquad \text{(XXIII-1)}$$

рекомендуется использовать параметр λ, являющийся обобщенным показателем режима водного питания возмущенного горизонта и компенсирующий расхождение между этой формулой и реальной картиной формирования депрессионной поверхности в данном горизонте. С учетом водобалансовой поправки λ формула (XXIII-1) принимает вид [25]

$$S_{rt} = \frac{Q}{4\pi T}\left[-E_i\left(-\frac{r^2}{4a_r t}\right)\right] = \frac{Q}{4\pi T}\left[-E_i\left(-\frac{r^{2-\lambda}}{4a_r^0 t}\right)\right], \qquad \text{(XXIII-2)}$$

где

$$\lambda = [\lg(a_{r_2}/a_{r_1})]/\lg(r_2/r_1) =$$

$$= 2 - \frac{\lg(t_2/t_1)}{S_{rt_2} - S_{rt_1}}\,\frac{S_{r_1 t} - S_{r_2 t}}{\lg(r_2/r_1)} = 2\left(1 - \frac{T}{T_Д}\right) \qquad \text{(XXIII-3)}$$

— угловой коэффициент прямой $\lg a = \lg a_r = f(\lg r)$; $\lg a_r^0$ — начальный отрезок на оси $\lg a_r$, отсекаемый продолжением прямолинейного участка графика $\lg a_r = f(\lg r)$; $a = a_r = a_r^0 r^\lambda$ — расчетный коэффициент пьезопроводности (уровнепроводности) a в точке r, определяемый по формуле [5]

$$\lg a = \lg a_r = S_{rt}/i^* + 2\lg r - \lg t - 0{,}352, \qquad \text{(XXIII-4)}$$

где S_{rt} — приведенное, т. е. отсчитанное от одной абсолютной отметки во всех наблюдательных скважинах, понижение уровня в точке r на момент времени t при данном дебите скважины Q;

$$i^* = (S_{rt_2} - S_{rt_1})/\lg(t_2/t_1) = 0{,}183Q/T \qquad \text{(XXIII-5)}$$

— угловой коэффициент графика $S_{rt} = f(\lg t)$; $T = 0{,}183Q/i^*$ — проводимость пласта по Тейсу; $T_Д = 0{,}366Q/i^*_Д$ — то же, по Дюпюи;

$$i^*_Д = (S_{r1t} - S_{r2t})/\lg(r_2/r_1) = 0{,}366Q/T_Д \qquad \text{(XXIII-6)}$$

— угловой коэффициент графика $S_{rt} = f(\lg r)$.

Вытекающие из формулы (XXIII-2) графики временного, площадного и комбинированного прослеживания изменения уровня имеют вид

$$S_{rt} = A^0_r + i^* \lg t = A^0_t - i^*(2-\lambda)\lg r = A^0_k + i^* \lg(t/r^{2-\lambda}), \qquad \text{(XXIII-7)}$$

где $A^0_r = i^* \lg(2{,}25a^0_r/r^{2-\lambda})$; $A^0_t = i^* \lg 2{,}25a^0_r t$; $A^0_k = i^* \lg 2{,}25a^0_r$ — начальные отрезки на оси S_{rt}, отсекаемые графиками, соответственно $S_{rt} = f(\lg t)$, $S_{rt} = f(\lg r)$, $S_{rt} = f[\lg(t/r^{2-\lambda})]$.

Из формул (XXIII-5)—(XXIII-7) следует многократное равенство

$$Q = 2\pi T_Д(2-\lambda)\frac{S_{rt2} - S_{rt1}}{\ln(t_2/t_1)} = \frac{4\pi T}{2-\lambda}\frac{S_{r1t} - S_{r2t}}{\ln(r_2/r_1)} =$$

$$= 2\pi T_Д \frac{S_{r1t} - S_{r2t}}{\ln(r_2/r_1)} = 4\pi T \frac{S_{rt2} - S_{rt1}}{\ln(t_2/t_1)}, \qquad \text{(XXIII-8)}$$

раскрывающее роль параметров $T_Д$ и T в оценке дебита скважины Q. Здесь два первых выражения представляют собой зависимости по расчету Q с учетом водобалансовой поправки λ, два последующих — соответственно преобразованные формулы Ж. Дюпюи и (XXIII-1). Зависимости (XXIII-3)—(XXIII-8) справедливы для зоны квазистационарного режима.

При устойчивых граничных условиях и небольшом диапазоне изменения интенсивности возмущения параметр λ сохраняет постоянное значение. При наличии присоединяющихся путевых потоков, когда возмущенный пласт получает питание в виде инфильтрации или перетекания из смежных горизонтов, $\lambda < 0$; при наличии отсоединяющихся путевых расходов (испарение с поверхности УГВ, утечки в поверхностные водотоки или смежные пласты и т. д.) $0 < \lambda < 2$; в идеально изолированных пластах $\lambda = 0$. В этих случаях суммарное перетекание (или присоединяющиеся или отсоединяющиеся путевые расходы) ΔQ рассчитывается по формуле

$$\Delta Q = \frac{\lambda}{\lambda - 2} Q, \qquad \text{(XXIII-9)}$$

где Q — дебит скважины.

Размеры перетекания из смежных горизонтов в возмущенный можно определить также методом депрессионных воронок [23]. Метод основан на том, что возникновение перетекания в смежных горизонтах приводит к формированию в них самостоятельных депрессионных (пьезометрических) воронок. Фиксируя размеры этих воронок и зная водопроводимость смежных горизонтов, легко рассчитать расход, который и будет равен перетеканию из смежного пласта в возмущенный. В отличие от модели перетекания А. Н. Мятиева — Н. К. Гиринского [11; 41; 46] определение фильтрационных свойств водоупорных слоев в данных методах не требуется. В целом же физика сложного и неустойчивого перетекания, которое обычно имеет место в слоистых системах при возмущении одного или нескольких пластов, изучена недостаточно. Имеющиеся материалы натурных опытов показывают, что для установления закономерностей водообмена между пластами следует прежде всего применять методы, основанные на теории неустановившихся потоков переменной массы.

Поскольку в естественных условиях абсолютно изолированные горизонты практически не встречаются и интенсивность водообмена между пластами возрастает с увеличением масштабов, интенсивности и продолжительности дренирования, то при опытных откачках всегда необходимо определять параметр λ, используя зависимости (XXIII-3) и (XXIII-4). При ненулевых значениях λ ком-

бинированные графики, как правило, следует строить с помощью преобразования $S_{rt} = f[\lg(t/r^{2-\lambda})]$. Только в этом случае опытные значения S_{rt}, фиксируемые в различных реагирующих скважинах r, представляются одной прямой $S_{rt} = f[\lg(t/r^{2-\lambda})]$ и наблюдается высокая сходимость расчетных и экспериментальных значений S_{rt} и гидрогеологических параметров. Игнорирование в этих условиях существования параметра λ приводит к тому, что при пользовании формулой (XXIII-1) возникают значительные (до 200% и более) погрешности в прогнозировании дебита скважин и перераспределении уровней.

Гидрогеологические параметры, определяемые по данным одиночных откачек, т. е. по понижению уровня S_c внутри возмущающей скважины, искажены влиянием фильтра и призабойной зоны и являются кажущимися [48]. При установившейся фильтрации для перехода от кажущихся гидрогеологических параметров к их истинным значениям применяются поправки-константы ξ, τ, r_0' [23, 24]:

$$\xi = 2\pi T_Д \Delta S/Q = 2\pi T_Д \frac{S_c(1-\tau)}{Q} =$$

$$= \ln\frac{r_0}{r_0'} = (1-\tau)\ln\frac{R}{r_0'} = \left(\frac{1}{\tau} - 1\right)\ln\frac{R}{r_0}, \qquad \text{(XXIII-10)}$$

где $\Delta S = S_c - S_0$ — пьезометрический разрыв уровней у стенки возмущающей скважины радиуса r_0; S_0 — понижение пьезометрической поверхности Дюпюи в пласте по внешней стенке возмущающей скважины; $\tau = S_0/S_c$ и r_0' — соответственно коэффициент эффективности и приведенный радиус возмущающей скважины; R — радиус влияния откачки.

Поскольку всегда $\Delta S \gg 0$, то из формулы (XXIII-10) получаем соотношения, справедливые для скважин с любой степенью несовершенства: $\xi \gg 0$, $\tau \ll 1$, $r_0' \ll r_0$.

Для грунтовой скважины несовершенной и с незатопленным фильтром поправки на компенсацию потерь напора (промежутка высачивания) у стенки скважины $\Delta h = h_0 - h_c$ имеют свои особенности и рассчитываются по зависимости

$$\xi = \pi K_Д \frac{\Delta h(\Delta h + 2h_c)}{Q} = \pi K_Д (1-\tau^*)/q_c^* =$$

$$= \ln\frac{r_0}{r_0^*} = (1-\tau^*)\ln\frac{R}{r_0^*} = \left(\frac{1}{\tau^*} - 1\right)\ln\frac{R}{r_0}, \qquad \text{(XXIII-11)}$$

где $\tau^* = (H^2 - h_0^2)/(H^2 - h_c^2)$ — коэффициент эффективности грунтовой скважины; r_0^* — приведенный радиус этой скважины; ξ^* — поправка к формуле Ж. Дюпюи на суммарное несовершенство грунтовой скважины, позволяющая переходить от напора внутри скважины h_c к напору h_0 в пласте по внешней стенке скважины; $q_c^* = Q/(H^2 - h_c^2)$ — удельный дебит скважины по А. И. Силину-Бекчурину.

По известным значениям τ^*, r_0^* или ξ^* рассчитывается Δh [24]:

$$\Delta h = \sqrt{H^2 - \tau^*(H^2 - h_c^2)} - h_c = \sqrt{h_c^2 + \frac{Q}{\pi K_Д}\xi^*} - h_c =$$

$$= \sqrt{h_c^2 + \frac{Q}{\pi K_Д}\ln\frac{r_0}{r_0^*}} - h_c, \qquad \text{(XXIII-12)}$$

где $K_Д$ — коэффициент фильтрации безнапорного пласта, определяемый по наблюдательным скважинам с использованием формулы Дюпюи.

Учет несовершенства возмущающей скважины при моделировании вертикального дренажа на интеграторах ЭГДА осуществляется путем подключения к игольчатой шине (электроду, заменяющему скважину) дополнительного электриче-

ского сопротивления $R_{\Delta S}$, восполняющего потери напора ΔS в кольце $r_0 - r_0'$, т. е. на стенке дренажной скважины. $R_{\Delta S}$ рассчитывается по формуле

$$R_{\Delta S} = \frac{\rho}{2\pi}\xi = \frac{\rho}{2\pi}\ln\frac{r_0}{r_0'} = \rho T_{\text{д}}\frac{\Delta S}{Q}, \qquad \text{(XXIII-13)}$$

где ρ — удельное электрическое сопротивление модели.

Поскольку вместо скважины радиуса r_0 применяется ее модель радиуса $r_{\text{м}}$, то, согласно Н. И. Дружинину, вводится сопротивление $R_{\Delta r}$ на искажение масштаба r_0, компенсирующее потери напора в кольце $r_{\text{м}}-r_0$. Складывая $R_{\Delta S}$ и $R_{\Delta r}$, получаем суммарное сопротивление, эквивалентное потерям напора в кольцах $r_{\text{м}}-r_0$ и r_0-r_0' [24]:

$$R_{\text{сум}} = \frac{\rho}{2\pi}\ln\frac{r_{\text{м}}}{r_0'} = \frac{\rho}{2\pi}\left(\ln\frac{r_{\text{м}}}{r_0}+\xi\right). \qquad \text{(XXIII-14)}$$

При неустановившейся фильтрации по данным одиночных откачек также получают кажущиеся значения пьезопроводности

$$\ln a_{\text{c}} = S_{ct}/i_{\text{c}} - \ln\left(2{,}25t/r_0^2\right) \qquad \text{(XXIII-15)}$$

и проводимости $T_{\text{c}} = Q/4\pi i_{\text{c}}$, где i_{c} — угловой коэффициент прямой $S_{ct} = f(\ln t)$; S_{ct} — понижение уровня внутри возмущающей скважины на момент времени t.

Переход от кажущейся пьезопроводности a_{c} к истинной a осуществляется с помощью *поправки-константы* ξ^{**}:

$$a = a_{\text{c}} = \exp(-\xi^{**}), \qquad \text{(XXIII-16)}$$

где

$$\xi^{**} = \frac{S_{rt}}{i} - \frac{S_{ct}}{i_{\text{c}}} + 2\ln\frac{r}{r_0} = \frac{S_{0t}}{i} - \frac{S_{ct}}{i_{\text{c}}}. \qquad \text{(XXIII-17)}$$

Здесь S_{0t} — понижение уровня в пласте по внешней стенке возмущающей скважины на момент времени t; $i = Q/4\pi T = i^*/2{,}3$.

Перевод кажущейся проводимости T_{c} в истинную T осуществляет поправка-функция ξ_t^{**}:

$$T = T_{\text{c}} + \frac{Q}{4\pi}\frac{\xi_t^{**}}{S_{ct}}, \qquad \text{(XXIII-18)}$$

где

$$\xi_t^{**} = S_{ct}\left(\frac{1}{i} - \frac{1}{i_{\text{c}}}\right). \qquad \text{(XXIII-19)}$$

Поправка на пьезопроводность ξ^{**} имеет место из-за возникновения разницы между неустановившимся обобщенным сопротивлением [24], обусловленным изменением разрыва уровней $\Delta S_t = S_{ct} - S_{0t}$ на стенке возмущающей скважины, и его нестационарной составляющей ξ_t^{**}, порождаемой неодинаковыми скоростями снижения уровней S_{ct} и S_{0t}:

$$\xi_t = \xi^{**} + \xi_t^{**} = \frac{4\pi T}{Q}\Delta S_t. \qquad \text{(XXIII-20)}$$

Отсюда следует, что при откачках из одиночных скважин иногда, т. е. при $i_{\text{c}} = i$, можно получить истинные значения проводимости пласта ($T_{\text{c}} = T$), но никогда нельзя получить истинного коэффициента пьезопроводности, поскольку всегда $\Delta S_t \gg 0$ и, следовательно, $a_{\text{c}} \neq a$. Это значит, что в строгой постановке определение коэффициента пьезопроводности пласта необходимо производить только по наблюдательным скважинам.

§ 2. Движение грунтовых вод в районах орошения земель

При орошении земель модуль естественного питания грунтовых вод ε возрастает на значение ε_0, равное среднегодовой скорости поступления инфильтрационных поливных и промывных вод на УГВ:

$$\varepsilon_0 = (1 - \alpha) W_{ср}, \qquad \text{(XXIII-21)}$$

где $W_{ср}$ — средняя поливная норма на данной орошаемой территории, м³/год; α — коэффициент использования поливной воды на питание растений и испарение через растения и из почво-грунтов (к. п. д. поливов).

При поверхностных способах полива α изменяется от 0,15 до 0,5. Для риса и других культур, орошаемых затоплением, $\alpha = 0{,}2 \div 0{,}3$; для овощных и кормовых культур при поливах по бороздам $\alpha = 0{,}25 \div 0{,}40$; для зерновых при таком же способе полива $\alpha = 0{,}35 \div 0{,}50$. При дождевании, а также мелкокапельном, аэрозольном и подземном орошении этот коэффициент возрастает в 1,2—2 раза. Наибольшие значения α отвечают аэрозольному и мелкокапельному поливу, а также учащенным поливам малыми нормами при хорошей планировке полей. В таких условиях $\alpha \approx 1$. Для малопроницаемых и высококапиллярных почв α больше, чем для хорошо проницаемых и слабокапиллярных.

Дополнительное питание грунтового потока за счет инфильтрации поливной и промывной воды вызывает подъем УГВ. При больших значениях ε_0 и отсутствии вблизи орошаемых земель естественных дрен подъем УГВ может привести к переувлажнению почвы, подтоплению ее поверхности и заболачиванию части орошаемых земель. При тех же условиях подъем уровня минерализованных грунтовых вод приводит к засолению земель. Наибольший подъем УГВ происходит в центре орошаемых земель, где боковой отток грунтовых вод является минимальным, и в понижениях рельефа, где из-за скопления поливных вод скорость их инфильтрации ε_0 больше.

Ввиду этих обстоятельств при проектировании оросительных систем необходим гидрогеологический прогноз подъема УГВ в центре и на периферии массива орошения, а также на соседних богарных (неорошаемых) землях. Такие задачи целесообразно решать методами аналогового или численного моделирования с применением гидрогеолого-мелиоративных моделей орошаемых массивов.

Гидрогеологические расчеты в районах орошаемых земель обычно производятся для двух схем пластов — неограниченного и полуограниченного. При этом схема неограниченного пласта применяется и в случаях, когда орошаемые земли удалены от внешних границ пласта, которые длительное время не оказывают влияния на подъем УГВ в пределах этих земель. Кроме того, учитывается режим полива и соответствующая ему инфильтрация поливных вод: непрерывная и импульсная (разовая). Во всех случаях прогноз подъема УГВ производится по формуле

$$S = \sqrt{H_e^2 + \frac{\varepsilon_0 a t}{K} R} - H_e, \qquad \text{(XXIII-22)}$$

где $S = S(x, y, t) = H(x, y, t) - H_e(x, y)$ — подъем УГВ, вызванный инфильтрацией поливных вод и отсчитываемый от поверхности естественного (статического) уровня; $H(x, y, t)$ — глубина грунтового потока после начала полива; $H_e(x, y)$ — естественная глубина потока грунтовых вод до начала орошения (рис. XXIII-1); a — коэффициент уровнепроводности; K —коэффициент фильтрации; $R(x, y, t)$ — безразмерное фильтрационное сопротивление в точке пласта с координатами x, y на момент времени t после начала полива.

Функция R зависит от схемы пласта, формы орошаемого поля в плане и режима увлажнения. Если в неограниченном по простиранию пласте орошаемый участок в плане близок к квадрату со сторонами $x \approx y \approx b$, то значения R в центре и углах этого участка определяются по табл. XXIII-2.

Близкий к квадрату участок орошения можно считать эквивалентным кругу радиусом $r_0 = b/\sqrt{\pi}$. В этом случае сопротивление R зависит от $\tau = at/r_0^2$ и координаты точки $\bar{r} = r/r_0$. Согласно расчетам Ф. М. Бочевера [7], выполненным им

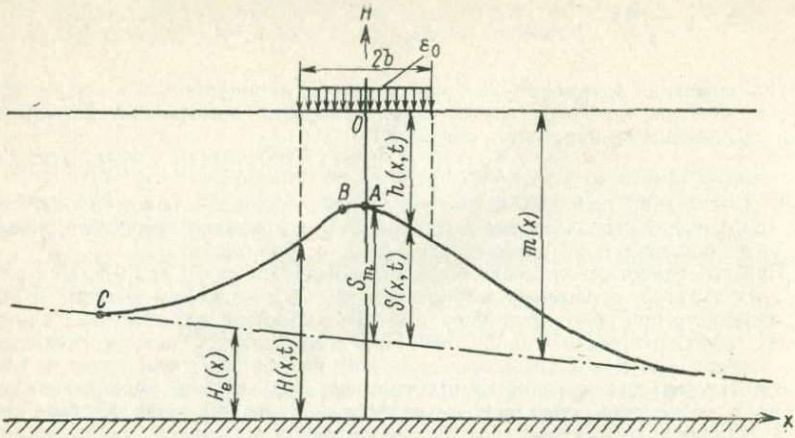


Рис. XXIII-1. Кривые УГВ в неограниченном пласте при инфильтрации оросительных вод.

A — точка максимального подъема уровня в центре орошаемого участка; *B* и *C* — точки максимальной и минимальной высоты уровня $[H_e = f(x)]$.

по решениям Н. С. Пискунова и В. Е. Влюшина, $R(\tau, \bar{r})$ также определяются по табл. XXIII-2.

Здесь $\bar{r} = 0$ соответствует центру участка, а $\bar{r} = 1$ — его внешней границе. Значение R в центре круга будет

$$R(\tau, 0) = -E_i\left(-\frac{1}{4\tau}\right) + 4\tau\left[1 - \exp\left(-\frac{1}{4\tau}\right)\right],$$

$$\left(\tau = \frac{at}{r_0^2} = \frac{\pi at}{b^2}\right). \qquad \text{(XXIII-23)}$$

При $\tau \geqslant 1{,}5$ с погрешностью до 5% имеем

$$R(\tau, 0) = -\left[E_i\left(-\frac{1}{4\tau}\right) - 1\right] \approx \ln(6{,}12\tau);$$

$$\text{(XXIII-24)}$$

$$R(\tau, 1) = -E_i(-1/4\tau) \approx \ln(2{,}25\tau).$$

Здесь приближенные равенства дают ту же точность при $\tau > 2{,}8$. Для $\tau > 15$ ($\ln\tau > 2{,}5$) значение $R(\bar{r}, \tau)$ с ошибкой не более 5% можно находить по формуле

$$R(\bar{r}, \tau) = R_0(\bar{r}) + 1{,}15(\ln\tau - 2{,}5), \qquad \text{(XXIII-25)}$$

где $R_0(\bar{r})$ определяется по табл. XXIII-2 при $\ln\tau = 2{,}5$. Эта формула получена нами из графиков Ф. М. Бочевера [7]. При $\tau > 15$ ($\ln\tau > 2{,}5$) и $\bar{r} \geqslant 1$ с погрешностью до 5% будет

$$R(\tau, \bar{r}) = -E_i\left(-\frac{\bar{r}^2}{4\tau}\right) = \ln\frac{2{,}25at}{r^2}, \qquad \text{(XXIII-26)}$$

т. е. при малых r_0 и больших t значение R вне орошаемой площади практически не зависит от ее радиуса r_0.

Для других форм орошаемых участков, являющихся частными случаями прямоугольника (полуполоса, полоса, квадрант, полуплоскость), значения R

Таблица XXIII-2

Значения R в неограниченном пласте для орошаемого участка, имеющего форму квадрата или круга в плане, при $\ln\tau = -2{,}5 \div +2{,}5$

$\bar{r}$	−2,5	−2	−1,5	−1	−0,5	0	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5
0	0,325	0,517	0,782	1,11	1,50	1,93	2,38	2,85	3,39	3,83	4,32
0,5	0,306	0,469	0,694	0,984	1,33	1,73	2,17	2,63	3,10	3,59	4,08
1	0,048	0,162	0,329	0,542	0,810	1,14	1,52	1,94	2,39	2,86	3,34
2	0	0,004	0,007	0,039	0,117	0,263	0,489	0,79	1,16	1,57	2,01
5	0	0	0	0	0	0,001	0,006	0,037	0,121	0,294	0,554

приведены в работах Н. Н. Веригина [8; 34]. С помощью этих значений R посредством их сложения можно получить сопротивления практически для любых геометрических форм орошаемых участков.

Практически подпор грунтового потока ограничивается мощностью грунтов зоны аэрации m. При $S = m$ поверхность Земли на некоторой площади оказывается подтопленной. Оценка подпора в таких условиях требует учета подтопления части орошаемого поля. Такая задача представляет интерес, например, в случае, когда после подтопления земель в результате длительного орошения на подтопленных участках выращиваются рис или другие культуры, длительное время находящиеся под водой. Впрочем, еще до подтопления обычно устраивается дренаж. Тогда для оценки изменения УГВ в уравнении (XXIII-22) наряду с членом, учитывающим инфильтрацию избыточных поливных вод $\varepsilon a R/K$, добавляется слагаемое, определяемое действием дренажа.

При орошении риса и других культур, длительное время находящихся под слоем воды, описанные выше способы прогноза подъема УГВ неприменимы. Для таких условий поливная вода в пределах затопленного ею поля (чека) обычно в течение нескольких дней насыщает всю зону аэрации. Затем начинается фильтрация поливной воды в грунтовый поток, вызывающая его подпор. Подобные же условия формируются при длительных осенне-зимних промывках почв посредством затопления. Если период фильтрации с подпором достаточно длителен, то подпор грунтовых вод оценивается по методике его определения в районах каналов и водоемов периодического действия [34].

В случаях, когда период затопления невелик, подъем УГВ при поливах затоплением следует прогнозировать исходя из расчетной схемы растекания бугров грунтовых вод. Тогда можно считать, что в конце периода вегетации в пределах орошаемого поля на зеркало грунтовых вод опускается бугор (слой) инфильтрационной воды, имеющей форму призмы, с размерами в плане $2b \times 2l$ и высотой $h_0 = \varepsilon_0 t/\mu = 365\varepsilon_0/\mu$, где ε_0 — модуль дополнительного питания грунтовых вод при поливах затоплением и μ — дефицит насыщения грунтов зоны аэрации. При орошении сельскохозяйственных культур поливами по бороздам и дождеванием также можно считать, что после каждого полива на зеркало грунтовых вод опускается слой инфильтрационной воды площадью $2b \times 2l$ и высотой h_0. Последняя равна остаточной толщине слоя поливных вод после просачивания их через зону аэрации и расходования на питание растений и испарение. h_0 определяется с помощью полевых опытов в лизиметрах или вычисляется гидродинамическими методами [34].

Расчетная схема растекания бугров грунтовых вод предложена П. Я. Полубариновой-Кочиной [41]. При опускании на уровень грунтового потока одного слоя оросительных вод имеет место импульсная (разовая) инфильтрация, а при опускании на него нескольких слоев этих вод, следующих друг за другом через некоторые промежутки времени, происходит циклическая инфильтрация.

Полуограниченный пласт рассматривается в том случае, когда орошаемые земли находятся вблизи границы пласта (берега водоема, контакта с малопроницаемыми породами) или удалены от нее, но время прогноза велико, а потому влиянием границы на подъем УГВ при орошении уже нельзя пренебречь. В этих условиях подпор $S(x, y, t)$ находится по формуле (XXIII-22), но при других значениях сопротивления R [8, 34].

§ 3. Расчеты вертикального дренажа в районах орошения земель

Вертикальный дренаж обычно закладывается в условиях, когда проницаемость дренируемой толщи увеличивается с глубиной, а также при залегании под малопроницаемым пластом более проницаемого. Считается, что вертикальный дренаж эффективен, если водопроводимость дренируемой толщи $T \geqslant 0{,}001$ м²/сек $\approx$ $\approx$ 100 м²/сутки), коэффициент фильтрации $K \geqslant 3{,}5 \cdot 10^{-7}$ м/сек ($\approx$ 3 м/сутки) и мощность пласта $m \geqslant 3 \div 5$ м.

Среди типовых схем вертикального дренажа в неограниченных и полуограниченных по простиранию пластах наиболее распространены следующие схемы: прямолинейный ряд скважин конечной длины; сетка скважин из нескольких параллельных друг другу таких рядов и группа произвольно расположенных скважин. При этом в первых двух типовых схемах размеры скважин, расстояния между ними, их дебиты и время пуска в работу принимаются одинаковыми. В третьей схеме эти характеристики дренажных скважин могут быть различными.

В рассматриваемых случаях понижение уровня определяется по формуле

$$S_{rt} = H_e - \sqrt{H_e^2 - \frac{Q}{2\pi K}(R + \xi)}, \qquad \text{(XXIII-27)}$$

где H_e — естественная мощность водоносного горизонта; Q — дебит; K — коэффициент фильтрации; R — сопротивление в точке пласта r на момент времени t при действии совершенных скважин; ξ — сопротивление в той же точке при действии несовершенных скважин.

Методика определения значений R и ξ рассмотрена в работах [1, 6, 7, 34, 40, 43, и др.] и гл. XVI.

§ 4. Расчеты горизонтального дренажа в районах осушаемых и орошаемых земель

Горизонтальный дренаж применяется для осушения заболоченных и переувлажненных земель, а также для понижения УГВ на орошаемых землях, с тем чтобы не допустить их подтопления и засоления. Дренаж устраивается в виде открытых канав или закрытых трубчатых дрен, в которые вода поступает через стыковые зазоры (кольцевые щели) между стыкующимися керамическими трубками или через перфорационные отверстия (круглые или щелевидные) в стенках труб. Дренажные трубки укладываются траншейным и бестраншейным способами с защитными от заиления фильтрами или без них. В практике мелиоративного строительства чаще всего применяются керамические, асбестоцементные и пластмассовые (гладкостенные и гофрированные) дренажные трубы и реже песчано-цементные и керамические трубы с пористыми стенками (трубофильтры).

Поскольку дренажные трубы (за исключением трубофильтров) имеют нефильтрующие стенки, то для увеличения водоприемной способности этих труб и предохранения их от механического заиления они закладываются с применением дренажных фильтров — фильтрующей обкладки или засыпки. В качестве дренажных фильтров широко применяются песчано-гравийные смеси, пахотный слой (при осушении тяжелых почв), стеклохолсты, минеральная и стеклянная вата, стекломаты, стеклопластиковые и другие полимерные материалы, устойчивые к агрессивному воздействию грунтовых вод. Дренажные фильтры укладываются

как сплошным слоем вокруг трубок, так и прерывисто (в местах стыковки трубок). Поэтому при гидрогеологических расчетах горизонтального трубчатого дренажа необходимо учитывать схему укладки и водно-физические свойства дренажных фильтров, конструктивные особенности трубок и соотношение водопроницаемостей осушаемого грунта и дренажного фильтра. Все эти факторы оказывают существенное влияние на приток воды к дренам и расчетные расстояния между ними [2, 28, 37, 40].

В гумидной зоне основной задачей мелиоративного дренажа является своевременный отвод избыточных поверхностных и грунтовых вод с осушаемого массива в периоды многоводного года [2,16—18, 31, 47]: весенний продолжительностью 8—15 суток (с момента окончания снеготаяния до начала посевных работ) и летне-осенний (при выпадении обильных дождей) — до 3—4 суток. При этом рассматриваются в основном две фильтрационные схемы: 1) избыточные грунтовые и поверхностные воды выходят на поверхность почвы и затапливают ее некоторым слоем и 2) УГВ располагаются непосредственно в корнеобитаемом слое почвы на глубине, значительно меньшей предпосевной нормы осушения.

Необходимо иметь в виду, что существующие мелиоративные системы при условии заложения дренажа с нормативным уклоном на малоуклонных болотах требуют прокладки глубоких магистральных каналов, что нередко приводит к переосушению мелиорируемой территории и другим отрицательным последствиям. Поэтому в последние годы разработан ряд новых систем с неглубокой проводящей сетью. К таким системам можно отнести прежде всего осушительно-увлажнительные системы на базе вертикального дренажа [38], системы с малоуклонным и безуклонным дренажем, предложенные А. И. Ивицким [17], системы П. И. Закржевского [13, 14] и др.

При гидрогеологических расчетах и моделировании мелиоративных систем следует различать безнапорные дрены, когда поток воды в каналах и трубах имеет свободную поверхность, и напорные дрены, работающие в затопленном состоянии. Мелиоративные системы на базе дренажа с постоянно затопленным устьем впервые предложены и исследованы в нашей стране. Сущность системы заключается в том, что дрены закладываются на уровне или ниже дна проводящего канала и сопрягаются с каналом с помощью устья, выполненного в виде вертикального оголовка. Такая конструкция дренажа позволяет уменьшить (по сравнению с традиционным дренажем с незатопленным устьем) глубину открытых проводящих каналов на 0,5—0,7 м, удовлетворяет требованиям охраны природы, позволяет более рационально использовать водные ресурсы осушаемой территории и обладает достаточно интенсивным осушительным действием. При заглублении горизонтальных дрен ниже дна канала на 1,2—1,5 м и объединении их общим коллектором, подводящим воду к насосной установке, осушительная система приобретает функции управляемого грунтового водохранилища периодического действия и позволяет регулировать водный режим корнеобитаемого слоя почвы в любых погодных условиях [14].

Перечисленным требованиям удовлетворяет также осушительно-увлажнительная система периодического действия, разработанная П. Н. Костюковичем [26]. Эта мелиоративная система отличается тем, что проводящая сеть в ней выполнена в виде отдельных отрезков каналов (тупиковых или бессточных, не впадающих в какой-либо водоем или водоток, замкнутых), соединенных между собой и насосной станцией подземными трубопроводами, на которых устанавливается регулирующее и измерительное оборудование, позволяющее автоматически управлять режимом работы всей системы.

Регулируя интенсивность и продолжительность забора воды из тупиковых каналов, можно управлять водным режимом осушаемой территории как во времени, так и по площади массива, обеспечивая требуемое осушение или увлажнение в различных местах поля. Данная осушительно-увлажнительная система по сравнению с существующими мелиоративными системами позволяет: 1) значительно сократить протяженность глубоких магистральных каналов и резко уменьшить масштабы и интенсивность переосушения почв проводящей сетью, что в свою очередь сводит до минимума существующие потребности в дополнительном увлажнении осушаемых земель; 2) исключить необходимость в «решительном» и повсеместном регулировании (спрямлении) рек-водоприемников.

Известны и другие схемы и конструкции дренажных систем [17, 18, 33]. Прогноз УГВ, формирующихся на этих системах в различные по водности годы, представляет собой сложную задачу. При решении ее необходимо учитывать осушительное действие проводящей сети [16—18] и образование на периметре безнапорных дрен выше уровня воды в них участка высачивания грунтовых вод в дрены высотой Δh. В затопленных дренах над ними возникает участок нависания грунтовых вод высотой ΔH. Однако при расчетах обычно Δh и ΔH принимаются равными нулю.

Ниже приведены методы расчета двух основных типов горизонтального дренажа: 1) самотечного, при котором вода из дрен в коллекторы и далее в водоприемник отводится самотеком ($S_0 = \text{const}$); 2) с механическим водоподъемом, когда вода из дрен в водоприемник откачивается насосом и приток воды на единицу длины дрен является постоянным ($q = \text{const}$).

Первый тип дренажа является наиболее распространенным при осушении заболоченных земель и предупреждении подтопления и засоления орошаемых земель. Второй тип дренажа применяется при защите земель от подтопления вблизи водохранилищ, рек и озер с большими сезонными колебаниями уровня воды, а также при осушении земель в польдерах и иногда на участках лиманного орошения. Этот дренаж чаще устраивается за дамбами, обваловывающими осушаемые земли.

При стационарном режиме фильтрации оба этих типа дренажа в гидродинамическом отношении оказываются одинаковыми, так как тогда S_0, $q = \text{const}$. На отдельных участках дрен, а также в примыкающих к ним коллекторах, отводящих дренажную воду за пределы осушаемой территории, S и q могут быть различными. Особенно часто это различие наблюдается в современных дренажных системах, оборудованных шлюзами-регуляторами и перепадами, позволяющими поддерживать на разных участках осушаемых земель различные уровни воды в дренах, повышать их в маловодные годы и сезоны и понижать в многоводные периоды, таким образом осуществляется двойное регулирование режима влажности почв. Для обоих этих типов дренажа ниже рассматриваются прямолинейные одиночные дрены и большое число дрен, параллельных друг другу (систематический дренаж) при неограниченной их длине. Для расчета действия таких дрен приводятся решения линейных одномерных задач подземной гидродинамики. Кроме того, рассматриваются дрены и коллекторы неограниченной и ограниченной длины с разными понижениями на их отдельных участках. Для расчета таких дрен приводятся решения плановых двухмерных задач подземной гидродинамики.

Расчет понижения УГВ между дренами и в других точках пласта, обусловленного действием самотечного дренажа, производится по формуле [34]

$$S(x, t) = H_e - \sqrt{H_e^2 - S_0 (H_2 + H_1)(R + \xi)}. \qquad \text{(XXIII-28)}$$

Здесь $H_e = H(x, t) + S(x, t)$ — глубина грунтового потока до начала действия дренажа; $S_0 = H_2 - H_1$ — понижение УГВ в дрене от начальной глубины H_2 до глубины H_1; R — сопротивление на фильтрацию воды в пласте, зависящее от его типа и условий на границах; ξ — сопротивление, учитывающее степень вскрытия водоносного пласта дреной и конструкцию дрены.

Значения ξ приведены в табл. XXIII-3, где использованы обозначения: $\bar{l}_0 = l_0/m$; l_0 — заглубление дрены ниже естественного УГВ; $m = H_2$ — высота естественного УГВ над водоупором в месте заложения дрены (глубина грунтового потока); x — расстояние от дрены до сечения потока, в котором определяется понижение $S(x, t)$. Из таблицы видно, что сопротивление ξ имеет существенное значение лишь при $\bar{l}_0 > 0{,}75$ и $x/m > 1$.

Значения функции $R = f(x/l, \tau = at/l^2)$ для одиночной дрены в неограниченном и полуограниченном (открытом) пластах для малых τ приведены на рис. XXIII-2. Значения этой функции для систематического дренажа и одиночной дрены, параллельной непроницаемой границе полуограниченного пласта, для больших τ приведены на рис. XXIII-3, где принято $2l$ — расстояние между дренами или l — расстояние от дрены до берега водоема (реки).

Таблица XXIII-3

Значения $\xi(\bar{l}_0, x/m)$ при $x/m = 0{,}1 \div 2{,}0$

$\bar{l}_0$	0,1	0,5	1,0	2,0
0,10	0,3757	0,0725	0,0138	0,0006
0,25	0,2714	0,0642	0,0126	0,0005
0,50	0,1406	0,0419	0,0087	0,0004
0,75	0,0555	0,0185	0,0041	0,0002

Расчет расстояний между дренами в неоднородно-слоистых и однородных торфяных и минеральных грунтах при неустановившемся движении грунтовых вод рекомендуется производить по формуле А. И. Ивицкого [18]:

$$E = 2\sqrt{\frac{2tT\,\Delta H_{ср}}{\eta\,[\mu\,(\Delta H_р + P)]} + 4\Phi^2} - 4\Phi, \qquad \text{(XXIII-29)}$$

где E — расстояние между дренами, м; t — расчетное время понижения УГВ между дренами от первоначального положения $H_в$ до требуемого (нормы осушения) $H_н$, сутки; $T = K_1m_1 + K_2m_2 + K_3m_3$ — проводимость водоносной толщи, м²/сутки; m_1, m_2, m_3 — мощности водоносных слоев, м; K_1, K_2, K_3 — коэффициенты фильтрации этих слоев, м/сутки; $\Delta H_{ср} = H'_0 - H_{ср}$; $\Delta H_р = H_р - H_в$; P — разность между осадками и испарением, м; $H_р = H_н + 0{,}215\,(H_0 - H_н)$ — среднее понижение УГВ на междренной полосе за расчетный период времени, м; $H_д$ — глубина заложения дренажа, м; $H'_0 = H_0 - 0{,}5\varphi\,(H_н - H_в)$ — среднее понижение УГВ над дреной за расчетный период времени, м; $H_0 = H_д - d$ — понижение уровня воды в дрене к концу расчетного периода, м; d — диаметр дрены, м (рис. XXIII-4); φ — коэффициент, учитывающий гидрологический режим осушительной сети (для практических расчетов можно принимать $\varphi = 0{,}25$); $\eta = 1 + (H_н/H_д)\lg(2H_н/H_д)$ — безразмерный коэффициент; Φ —

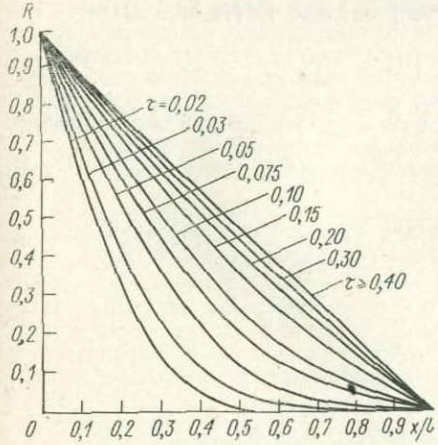


Рис. XXIII-2. Значения функции $R(\bar{x}, \tau)$ в зависимости от параметра $\bar{x} = x/l$ для малых значений $\tau = at/l^2$.

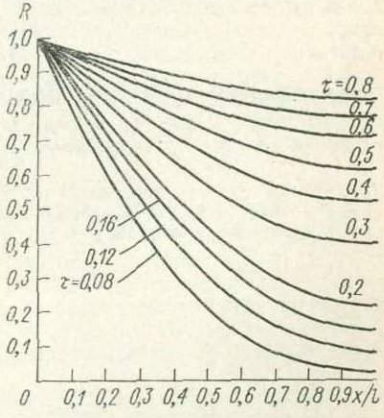


Рис. XXIII-3. Значения функции $R(x, \tau)$ в зависимости от параметра $\bar{x} = x/l$ для больших значений $\tau = at/l^2$.

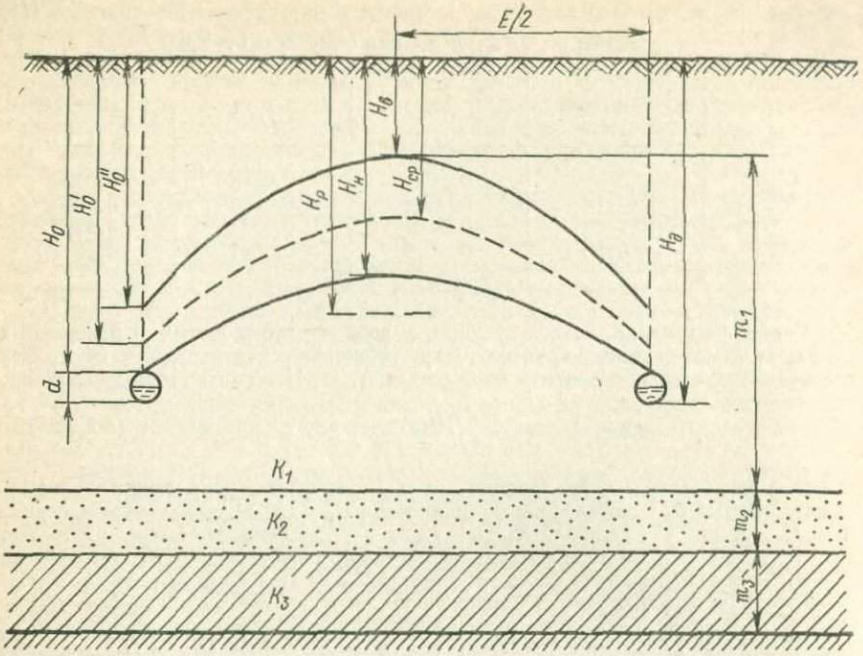


Рис. XXIII-4. Схема к расчету расстояний между дренами по формуле (XXIII-29).

фильтрационное сопротивление, определяемое по формулам А. Я. Олейника [40]; μ — водоотдача осушаемого слоя почвы.

Для торфяных почв μ вычисляется по формуле А. И. Ивицкого [15]:

$$\mu = \frac{0{,}116K^{3/8}}{\Delta H_р}\left(H_р^{7/4} - H_в^{7/4}\right); \qquad \text{(XXIII-30)}$$

для минеральных грунтов — по формуле Г. Д. Эркина, уточненной А.И. Ивицким:

$$\mu = \frac{0{,}056\sqrt{K}}{\Delta H_р}\left(H_р^{5/4} - H_в^{4/3}\right). \qquad \text{(XXIII-31)}$$

Аналогичные методы применяются для прогноза формирования УГВ на мелиоративных системах с механическим водоподъемом [34].

ГЛАВА XXIV

ОЦЕНКА ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

§ 1. Понятие о запасах и ресурсах подземных вод

Подземные воды, пригодные для использования в народном хозяйстве, следует рассматривать как полезное ископаемое. Однако в отличие от других полезных ископаемых (твердых, нефти и газа) подземная вода является единственным полезным ископаемым, в процессе эксплуатации которого происходит не только его расходование, но и во многих случаях дополнительное формирова-

ние. Это связано с усилением питания подземных вод при эксплуатации, которое может быть вызвано привлечением поверхностных вод, подземных вод смежных неэксплуатируемых горизонтов, уменьшением испарения с поверхности подземных вод при понижении их уровня и т. д. Дополнительное питание может происходить также в результате проведения водохозяйственных мероприятий (гидротехнического строительства, орошения), а также при осуществлении специальных мероприятий по искусственному восполнению запасов подземных вод. Кроме того, следует учитывать, что рациональный отбор подземных вод зависит не только от запасов воды в пласте и питания водоносного горизонта, но и от фильтрационных свойств водовмещающих пород, определяющих сопротивление движению подземных вод к водозаборным сооружениям.

Эти особенности подземных вод предопределили необходимость выделения нескольких понятий, характеризующих: а) количество воды, поступающей в водоносный пласт в естественных условиях или при проведении водохозяйственных мероприятий, а также в связи с эксплуатацией; б) количество воды, находящейся в водоносных горизонтах; в) количество воды, которое может быть отобрано рациональными в технико-экономическом отношении водозаборами при эксплуатации подземных вод.

Таким образом, если при оценке перспектив использования твердых полезных ископаемых, нефти и газа достаточно одного понятия — «запасы полезных ископаемых», то для подземных вод одно это понятие не может полностью охарактеризовать возможность их рациональной эксплуатации. В связи с этим в гидрогеологии кроме понятия «запасы подземных вод» по предложению Ф. П. Саваренского используется термин «ресурсы подземных вод», характеризующий питание водоносного горизонта *.

В настоящее время известно большое количество классификаций запасов подземных вод, наиболее полный обзор которых приводится в работах Ф. М. Бочевера [7, 9] и Б. И. Куделина [18]. Различия между этими классификациями, по существу, носят терминологический характер. В практике гидрогеологических исследований наибольшее употребление нашла классификация Н. Н. Биндемана [3], в соответствии с которой запасы и ресурсы подземных вод могут быть подразделены на: 1) естественные, 2) искусственные, в) привлекаемые, 4) эксплуатационные.

Под естественными (емкостными) запасами понимается объем гравитационной воды, заключенный в порах и трещинах водовмещающих пород. В безнапорных водоносных горизонтах разделяют объем гравитационной воды, содержащейся в водовмещающих породах ниже зоны естественных колебаний уровня, и объем воды в зоне колебаний уровня, который называют регулировочными запасами. В напорных пластах к естественным запасам относятся также упругие запасы. Под последними понимается объем воды, который может быть извлечен из водоносных пластов при снижении уровня подземных вод за счет упругих свойств воды и горных пород. Естественные запасы подземных вод имеют размерность объема.

Естественные ресурсы ** — это количество подземных вод, поступающих в водоносный горизонт в естественных условиях путем инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации из рек, перетекания из выше- и нижерасположенных водоносных горизонтов, притока со смежных территорий. Естественные ресурсы равны сумме всех приходных элементов баланса данного горизонта. Они выражаются в единицах расхода и могут быть определены также по сумме расходных элементов баланса (испарение, транспирация растительностью, родниковый сток, фильтрация в поверхностные водотоки и водоемы, перетекание в смежные горизонты и т. д.).

Искусственные запасы — это объем подземных вод в пласте, сформировавшийся в результате орошения, фильтрации из водохранилищ искусственного восполнения подземных вод (магазинирования).

---

* Такое подразделение на «запасы» и «ресурсы» не принимается всеми гидрогеологами.

** В ряде опубликованных работ термину «естественные запасы» соответствуют термины «статические», «вековые», «геологические запасы», а термину «естественные ресурсы» — термин «динамические запасы».

Искусственные ресурсы — это расход воды, поступающий в водоносный горизонт при фильтрации из каналов и водохранилищ, на орошаемых площадях, а также при проведении мероприятий по усилению питания подземных вод.

Привлекаемые ресурсы — это расход воды, поступающей в водоносный пласт при усилении питания подземных вод, вызванного эксплуатацией водозаборных сооружений (возникновение или усиление фильтрации из рек, озер, перетекание из смежных, обычно вышерасположенных водоносных горизонтов, уменьшение испарения с поверхности грунтовых вод вследствие увеличения глубины ее от поверхности Земли в тех случаях, когда площади питания и разгрузки подземных вод совпадают).

Понятия «эксплуатационные запасы» и «эксплуатационные ресурсы» подземных вод являются в сущности синонимами. Под ними понимается то «количество подземных вод, которое может быть получено рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока водопотребления» [17]. Эта величина, таким образом, представляет собой производительность водозабора и выражается в единицах расхода (тыс. м³/сутки). В настоящее время термин «эксплуатационные запасы» применяется при рассмотрении перспектив возможностей использования подземных вод для удовлетворения потребностей конкретных объектов. Это связано с тем, что в подобных случаях производится утверждение запасов в Государственной или Территориальных комиссиях по запасам полезных ископаемых, которыми принят термин «эксплуатационные запасы подземных вод» (по аналогии с другими полезными ископаемыми). В тех случаях, когда характеризуются общие потенциальные возможности эксплуатации подземных вод в том или ином крупном регионе и подземные воды рассматриваются как часть общих водных ресурсов, более предпочтительным является термин «эксплуатационные» ресурсы.

Несомненно, что при решении народнохозяйственных проблем, связанных с использованием подземных вод для водоснабжения или орошения, первостепенное значение имеет оценка эксплуатационных запасов (ресурсов) подземных вод, так как только результаты такой оценки могут служить основанием для строительства водозаборов. В то же время оценка естественных запасов и естественных ресурсов подземных вод может иметь самостоятельное значение для решения ряда общих геологических задач (определение скорости водообмена, возраста подземных вод и т. д.) и специальных задач (оценка подземного стока в реки, моря, океаны и т. д.).

В общем случае эксплуатационные запасы подземных вод связаны с другими видами запасов и ресурсов следующим балансовым соотношением:

$$Q_э = \alpha_1 Q_е + \alpha_2 \frac{V_е}{t} + \alpha_3 Q_и + \alpha_4 \frac{V_и}{t} + Q_{пр}, \qquad (XXIV\text{-}1)$$

где $Q_э$ — эксплуатационные запасы (ресурсы), м³/сутки; $Q_е$ и $Q_и$ — соответственно естественные и искусственные ресурсы, м³/сутки; $V_е$ и $V_и$ — соответственно естественные и искусственные запасы, м³; $Q_{пр}$ — привлекаемые ресурсы, м³/сутки; t — время, на которое рассчитываются эксплуатационные запасы подземных вод; α_1, α_2, α_3, α_4 — соответственно коэффициенты использования естественных ресурсов, естественных запасов, искусственных ресурсов и искусственных запасов.

В зависимости от гидрогеологических условий того или иного региона в формировании эксплуатационных запасов подземных вод будут превалировать различные виды запасов и ресурсов. Так, при работе инфильтрационных водозаборов, расположенных вдоль рек со значительным меженным расходом, основным источником формирования эксплуатационных запасов будут привлекаемые ресурсы (фильтрация из реки), а роль естественных ресурсов и запасов будет относительно малая. С другой стороны, эксплуатационные запасы подземных вод ограниченных структур и массивов, где водоносные горизонты практически не связаны с поверхностным стоком, будут формироваться в основном за счет сработки естественных запасов и перехвата естественных ресурсов. Для глубокозалегающих артезианских водоносных горизонтов в бассейнах платформенного

типа основную роль будут играть естественные (упругие) запасы, в то время как для менее глубоких горизонтов, хорошо связанных с вышележащими, наибольшее значение приобретают привлекаемые ресурсы (перетекание из вышележащих горизонтов). В районах интенсивного орошения значительную роль могут играть искусственные ресурсы (инфильтрация оросительных вод). Основным источником формирования эксплуатационных ресурсов искусственные запасы и (или) ресурсы являются и на участках искусственного пополнения подземных вод.

Как следует из уравнения (XXIV-1), эксплуатационные запасы подземных вод могут быть обеспечены источниками формирования или на определенный период эксплуатации, или на неограниченное время. В последнем случае источниками формирования эксплуатационных запасов являются естественные и искусственные ресурсы, а также привлекаемые ресурсы (если они в свою очередь обеспечены на неограниченный срок эксплуатации), так как при $t \to \infty$ второй и четвертый члены правой части уравнения (XXIV-1) превращаются в нуль.

§ 2. Классификация эксплуатационных запасов подземных вод

Классификация эксплуатационных запасов подземных вод разработана Государственной Комиссией по запасам полезных ископаемых при Совете Министров СССР (ГКЗ СССР). Она устанавливает единые принципы подсчета и учета, а также принципы определения подготовленности запасов для использования в народном хозяйстве в зависимости от степени их изученности, а следовательно и надежности их определения.

В соответствии с этой классификацией эксплуатационные запасы подземных вод подразделяются в зависимости от степени разведанности месторождений, изученности качества воды и условий эксплуатации на четыре категории — А, В, C_1 и C_2, которые характеризуются следующими условиями.

Категория А — запасы, разведанные и изученные с детальностью, обеспечивающей полное выяснение условий залегания, строения и напора водоносных горизонтов, а также фильтрационных свойств водовмещающих пород; выяснение условий питания водоносных горизонтов и возможности восполнения эксплуатационных запасов, установления связи оцениваемых подземных вод с водами других водоносных горизонтов и поверхностными водами. Качество подземных вод изучено с достоверностью, обеспечивающей возможность использования их по заданному назначению на расчетный срок водопотребления.

Категория В — запасы, разведанные и изученные с детальностью, обеспечивающей выяснение основных особенностей условий залегания, строения и питания водоносных горизонтов, а также установления связи подземных вод, запасы которых определяются с водами других водоносных горизонтов и поверхностными водами, определение приближенного количества естественных водных ресурсов как источников восполнения эксплуатационных запасов подземных вод. Качество подземных вод изучено в такой мере, которая позволяет установить возможность их использования для заданного назначения.

Категория C_1 — запасы, разведанные и изученные с детальностью, обеспечивающей выяснение в общих чертах строения, условий залегания и распространения водоносных горизонтов. Качество подземных вод изучено в такой мере, которая обеспечивает предварительное решение вопроса о возможности их использования по заданному назначению.

Категория C_2 — запасы, установленные на основании общих геолого-гидрогеологических данных, подтвержденных опробованием водоносного горизонта в отдельных точках, либо по аналогии с разведанными участками. Качество подземных вод определено по пробам, взятым в отдельных точках водоносного горизонта, либо по аналогии с изученными участками того же горизонта. Эксплуатационные запасы подземных вод определены в пределах выявленных благоприятных структур и комплексов водовмещающих пород.

В соответствии с классификацией составление проектов и выделение капиталовложений на строительство новых и реконструкцию существующих водо-

заборных сооружений, а также предприятий, использующих подземные воды, производится при наличии на участке намечаемого водозабора утвержденных ГКЗ СССР (или в соответствующих случаях территориальными комиссиями по запасам) эксплуатационных запасов подземных вод категорий А и В в количестве, обеспечивающем проектную производительность водозабора в течение расчетного срока водопотребления, при этом запасы категории А должны составлять не менее 50%.

На участках с весьма сложными гидрогеологическими условиями, где выявление запасов подземных вод категории А в процессе разведки практически невозможно или экономически нецелесообразно, допускаются проектирование и выделение капиталовложений на базе запасов категории В, что устанавливается в каждом конкретном случае ГКЗ СССР при утверждении запасов при наличии соответствующих обоснований. При определении возможных перспектив расширения водозаборных сооружений при проектировании должны учитываться запасы категории C_1.

Таким образом, каждая категория эксплуатационных запасов подземных вод имеет свое назначение.

Категория C_2 — учет при перспективном планировании размещения производительных сил и составлении планов поисково-разведочных работ на подземные воды (выбор участков для постановки предварительной разведки). Запасы категории C_2 определяются главным образом по результатам прогнозной или поисковой стадии исследований.

Категория C_1 — определение принципиальной возможности получения заданного количества воды, обоснование целесообразности проведения детальных разведочных работ, предварительный выбор наиболее рациональной схемы водозабора. Запасы категории C_1 устанавливаются в основном по результатам предварительной разведки.

Категории А и В — обоснование возможности выделения ассигнований на проектирование и строительство водозабора, окончательный выбор наиболее рациональной в технико-экономическом отношении схемы водозабора и обоснование его проекта. Запасы категорий А и В устанавливаются по данным детальной разведки.

§ 3. Краткие указания к методам определения эксплуатационных запасов подземных вод

Оценка эксплуатационных запасов подземных вод может быть выполнена гидродинамическим, гидравлическим, балансовым методами, а также методом гидрогеологической аналогии либо путем совместного применения перечисленных методов. Подробная характеристика этих методов приведена в работе Н. Н. Биндемана и Л. С. Язвина [3]. Выбор метода (методов) определяется гидрогеологическими условиями и степенью их изученности.

Гидродинамический метод. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод гидродинамическим методом заключается в расчетах водозаборных сооружений при принятых начальных и граничных условиях и параметрах водоносного горизонта в пределах рассматриваемой области фильтрации. Гидродинамические методы могут быть подразделены на аналитические и машинные. Последние включают в себя моделирование на аналоговых (АВМ), цифровых (ЦВМ) и гибридных машинах (АЦВМ).

Расчеты одиночных и взаимодействующих водозаборов приведены в гл. XVI и работах [3, 8, 9, 25, 27].

Гидравлический метод. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод гидравлическим методом заключается в определении расчетного дебита водозабора или прогнозных понижений уровней в скважинах по эмпирическим данным, непосредственно полученным в процессе проведения опыта и комплексно учитывающим влияние различных факторов, определяющих режим работы водозабора.

При оценке эксплуатационных запасов гидравлические методы используются в трех основных направлениях: а) для оценки понижения уровня подземных вод в скважине при ее заданном дебите по кривым зависимости дебита от понижения

в условиях установившегося режима; б) для определения срезок уровня воды при расчетах взаимодействующих скважин (также в условиях установившегося режима); в) для определения понижения уровня на конец расчетного периода в эксплуатационной скважине при постоянном дебите по установленному эмпирическим путем закону снижения уровня во времени при данном водоотборе.

В отличие от гидродинамических методов, при использовании которых расчетные зависимости выбираются, а основные гидрогеологические параметры определяются исходя из схематизированных граничных условий водоносного пласта, в гидравлических методах как вид зависимости, так и ее основные параметры определяются по данным эксперимента. Тем самым обобщенно учитывается влияние самых разнообразных факторов (неоднородность пласта, наличие различных границ, сопротивления в прискважинной зоне, нарушения линейного закона фильтрации и т. д.). В связи с этим гидравлические методы целесообразно широко применять в сложных гидрогеологических условиях, характеризующихся весьма неоднородным строением фильтрационной среды и трудно устанавливаемыми источниками формирования эксплуатационных запасов. Так, в условиях установившейся фильтрации гидравлические методы оценки эксплуатационных запасов подземных вод нашли широкое применение при разведке месторождений в речных долинах, в которых водоносный горизонт приурочен к неравномерно трещиноватым или закарстованным породам. При неустановившейся фильтрации этот метод применяется для оценки эксплуатационных запасов подземных вод небольших месторождений, приуроченных к зонам тектонических нарушений с неустановленными источниками формирования запасов. В этих случаях гидравлический метод заключается в установлении опытным путем зависимостей между темпом снижения уровня подземных вод и дебитом при заданном водоотборе.

Одной из модификаций гидравлического метода при неустановившемся движении является предложенный В. А. Грабовниковым и Б. М. Зильберштейном [13] метод обобщенных параметров. При использовании этого метода реальные неоднородные пласты со сложной конфигурацией границ заменяются для прогноза некоторым условным неограниченным однородным пластом с параметрами, определенными по конечным участкам графиков S—lg t (если последние прямолинейны). Этот метод позволяет прогнозировать понижение уровня и при расходе, превышающем полученный при опытно-эксплуатационной откачке, но при сохранении системы водоотбора. Подробная характеристика гидравлического метода приведена в работах [3, 5, 13].

Балансовый метод. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод балансовым методом заключается в определении расхода подземных вод, который может быть получен водозаборными сооружениями в пределах данного района в течение заданного срока эксплуатации за счет привлечения отдельных источников формирования, входящих в правую часть уравнения (XXIV-1). При этом каждый из возможных источников формирования оценивается раздельно, а затем производится их суммирование.

При использовании балансового метода баланс участка (района) рассматривается в целом по поступлению и расходованию воды на его границах. В связи с этим балансовый метод позволяет определить только среднее снижение уровней поверхности эксплуатируемого горизонта, а не понижение уровня в водозаборных скважинах. Нельзя балансовыми методами определить и возможную производительность скважины. Все это предопределяет необходимость использования балансового метода главным образом как дополнительного метода в сочетании с гидродинамическим и гидравлическим методами.

В то же время только балансовым методом можно установить роль отдельных источников формирования эксплуатационных запасов подземных вод и оценить обеспеченность запасов, подсчитанных другими методами. Поэтому применение балансового метода в сочетании с другими методами оценки эксплуатационных запасов является весьма целесообразным в подавляющем большинстве случаев.

Наиболее самостоятельное значение имеют балансовые методы оценки эксплуатационных запасов подземных вод в пределах небольших ограниченных структур с большой водопроводимостью водоносных горизонтов. В этих структурах депрессионная воронка при эксплуатации быстро распространяется на всю

площадь структуры, причем понижение уровня в центре площади и на ее периферии отличаются незначительно. Кроме того, балансовым методом определяются эксплуатационные запасы подземных вод и в тех случаях, когда их использование проектируется путем непосредственного каптирования родников.

Если при оценке эксплуатационных запасов подземных вод отдельных (локальных) участков балансовые методы имеют вспомогательное значение, то при региональной оценке эксплуатационных ресурсов подземных вод их роль значительно возрастает, особенно при площадном размещении водозаборов по сетке. Подробное описание балансовых методов изложено в работах [3, 6, 26, 28].

Комбинированные методы. Как уже указывалось, рассмотренные выше гидродинамические, гидравлические и балансовые методы имеют свои достоинства и недостатки. Поэтому наиболее целесообразным является совместное применение нескольких методов оценки запасов. Выбор методов определяется конкретными гидрогеологическими условиями и степенью их изученности.

Весьма эффективным является сочетание гидродинамического и гидравлического методов оценки эксплуатационных запасов в неоднородных по фильтрационным свойствам водоносных пластах. В этом случае гидравлическим методом определяются понижение уровня при проектном дебите скважины и срезки уровней от взаимодействующих скважин на период времени, соответствующий продолжительности опытных работ. Дополнительное понижение уровня во времени в зависимости от граничных условий водоносного горизонта в этом случае определяется гидродинамическим методом. Методика расчета при совместном использовании гидродинамического и гидравлического методов изложена в работах [3, 9].

При совместном использовании гидравлических и балансовых методов дебит водозабора определяется гидравлическим методом (непосредственно по данным опытных работ), а его обеспеченность — балансовым.

В особо сложных гидрогеологических условиях, характеризующихся существенной неоднородностью фильтрационных свойств, неравномерностью питания, целесообразно применение всех трех методов.

Метод гидрогеологической аналогии. Сложность гидрогеологических условий и практическая невозможность количественной оценки источников формирования эксплуатационных запасов подземных вод во многих случаях предопределяют необходимость широкого использования метода гидрогеологических аналогий, основанного на переносе данных о режиме эксплуатации подземных вод на участках действующих водозаборов на оцениваемые участки, находящиеся в аналогичных условиях с эксплуатируемыми. Этот метод при оценке эксплуатационных запасов подземных вод может быть использован в следующих направлениях:

1) непосредственная оценка эксплуатационных запасов подземных вод по комплексному параметру, в совокупности характеризующему процессы формирования запасов; таким показателем может служить модуль эксплуатационных запасов, определенный по данным работы действующих водозаборов-аналогов;

2) определение по аналогии отдельных составляющих эксплуатационных запасов подземных вод с последующим использованием балансовых методов расчета;

3) определение по аналогии отдельных параметров, которые не могут быть достоверно рассчитаны по данным разведочных работ (гравитационная водоотдача трещиноватых пород, коэффициент фильтрации слабопроницаемых разделяющих отложений и т. д.);

4) корректировка и выбор расчетной схемы.

Для правильного подсчета эксплуатационных запасов методом аналогии важно, чтобы гидрогеологические условия и источники формирования эксплуатационных запасов подземных вод в пределах рассматриваемой площади и эталонного участка были идентичны.

Особенности применения метода гидрогеологической аналогии для оценки эксплуатационных запасов подземных вод и примеры его использования изложены в работе [6] и др.

§ 4. Краткие указания по определению естественных ресурсов подземных вод

Как уже указывалось, естественные ресурсы подземных вод являются одним из основных источников формирования их эксплуатационных запасов (ресурсов). Поэтому их определение, особенно при использовании балансового метода оценки эксплуатационных запасов, имеет важное значение. Кроме того, оценка естественных ресурсов подземных вод играет самостоятельную роль при определении подземного питания рек и установлении доли подземного стока в общем водном балансе исследуемой территории.

Систематизация методов оценки естественных ресурсов подземных вод и определение наиболее рациональных областей их использования были проведены И. С. Зекцером [16]. Им были рассмотрены следующие методы: а) расчленение гидрографа рек по генетическим видам питания за многолетний период; б) расчет подземного стока по приращению меженного расхода реки на участке между двумя гидрометрическими створами; в) определение естественных ресурсов по суммарному родниковому стоку; г) метод общего водного баланса областей питания и разгрузки подземных вод; д) метод расчета питания подземных вод по данным наблюдений за режимом их уровней в естественных условиях; е) определение естественных ресурсов подземных вод гидродинамическим методом расчета расхода подземного потока. Первые три метода целесообразно использовать при исследованиях областей разгрузки подземных вод, четвертый — в областях разгрузки и питания, пятый — в области питания и шестой — в области транзита подземных вод.

Для гумидной зоны с хорошо развитой речной сетью, где разгрузка подземных вод происходит главным образом в поверхностные водотоки, наиболее целесообразным является комплексный гидролого-геологический метод расчленения гидрографов рек за многолетний период, предлагаемый Б. И. Куделиным [18]. Расчленение гидрографов рек на поверхностную и подземную составляющую производится с учетом особенностей гидрогеологических условий водосбора и характера гидравлической связи речных и подземных вод. Метод расчленения гидрографа реки позволяет определить среднегодовые естественные ресурсы. Минимальное значение естественных ресурсов может быть получено по минимальному среднемесячному меженному расходу реки.

В последние годы для определения естественных ресурсов подземных вод используется метод аналогового моделирования, позволяющий путем воспроизведения уровенной поверхности в естественных условиях при известных значениях гидрогеологических параметров определять питание водоносных горизонтов. Методы оценки естественных ресурсов подземных вод подробно изложены в работах [16, 18, 24, 26].

§ 5. Требования, предъявляемые к качеству подземных вод

Требования, предъявляемые к воде, в том числе и подземной, различаются в зависимости от ее целевого назначения. По назначению выделяют воду: питьевую, а также используемую в пищевой промышленности; применяемую для охлаждения жидких и газообразных продуктов в холодильниках и конденсаторах; используемую в паросиловом хозяйстве; для технических целей (бумажная, текстильная, кожевенная промышленность); для полива сельскохозяйственных культур и т. д. Физические, химические и бактериологические показатели должны отвечать определенным требованиям, предъявляемым к воде с учетом ее назначения.

Питьевая вода должна быть безвредна для здоровья человека, иметь хорошие органолептические показатели и пригодна для хозяйственно-бытовых целей. При оценке качества питьевой воды следует руководствоваться требованиями ГОСТ 2874—73 *. Требования приведены в табл. XXIV-1.

* Вода питьевая ГОСТ 2874—73. М., Изд-во стандартов, 1973, с. 8.

Таблица XXIV-1

Требования, предъявляемые к питьевой воде

Наименование	Кол-во
Минерализация, анионно-катионное содержание, общая жесткость	
Сухой остаток, мг/л	1000,0
Хлориды (Cl^-), мг/л	350,0
Сульфаты (SO_4^{2-}), мг/л	500,0
Железо (Fe^{2+}, Fe^{3+}), мг/л	0,3
Марганец (Mn^{2+}), мг/л	0,1
Медь (Cu^{2+}), мг/л	1,0
Цинк (Zn^{2+}), мг/л	5,0
Остаточный алюминий (Al^{3+}), мг/л	0,5
Гексаметафосфат $(PO_3)_6$, мг/л	3,5
Фосфат-ион (PO_4^{3-}), мг/л	3,5
Общая жесткость, мг-экв/л	7,0
Водородный показатель pH	6,5—8,5
Органолептические показатели	
Запах при 20° С и при подогревании воды до 60° С, баллы	⩽2
Привкус при 20° С, баллы	⩽2
Цветность по платино-кобальтовой или имитирующей шкале, градусы	⩽20
Мутность по стандартной шкале, мг/л	⩽1,5
Токсические химические вещества	
Бериллий, мг/л	0,0002
Молибден, мг/л	0,5
Мышьяк, мг/л	0,05
Нитраты, мг/л	10,0
Полиакриламиды, мг/л	2,0
Свинец, мг/л	0,1
Селен, мг/л	0,001
Стронций, мг/л	2,0
Фтор для климатических районов, мг/л	
I и II	1,5
III	1,2
IV	0,7
Уран U природный и уран-238, мг/л	1,7
Радий-226, кюри/л	$1{,}2\ 10^{-10}$
Стронций-90, кюри/л	$4{,}0\ 10^{-10}$
Бактериологические показатели	
Бактерии общие в 1 мл неразбавленной воды	⩽100
Бактерии группы кишечной палочки, определяемой на плотной, элективной среде с применением концентраций бактерий на мембранных фильтрах в 1 л воды, коли-индекс при исследовании жидких сред накопления, коли-титр	⩽3 ⩾300

Примечания. 1. Если по местным условиям осуществляется фторирование воды, содержание в ней фтора (фторидов) должно быть в пределах 70—80% от приведенных норм. 2. При применении серебра (Ag^+) для консервирования воды содержание иона не должно быть более 0,05 мг/л. 3. При обнаружении в воде нескольких токсических веществ (за исключением фторидов, нитратов и радиоактивных веществ) сумма концентраций, выраженная в долях от максимально допустимых концентраций каждого вещества в отдельности, не должна быть более 1. Расчет ведется по формуле

$$\frac{c_1}{C_1} + \frac{c_2}{C_2} + \cdots + \frac{c_n}{C_n} \leqslant 1,$$

где c_1, c_2, ..., c_n — обнаруженные концентрации, мг/л; C_1, C_2, ..., C_n — установленные нормы, мг/л. 4. По согласованию с органами санитарно-эпидемиологической службы цветность воды может быть 35 градусов. 5. По согласованию с органами санитарно-эпидемиологической службы содержание сухого остатка допускается до 1500 мг/л; общая жесткость не должна быть более 10 мг-экв/л. 6. При использовании подземных вод без установок по обезжелезиванию воды по согласованию с органами санитарно-эпидемиологической службы содержание железа в воде, поступающей в водопроводную сеть, допускается до 1,0 мг/л. 7. Для ряда элементов в новом международном стандарте качества питьевой воды рекомендуются следующие максимально допустимые концентрации, в мг/л: кальция 200, магния 150, хрома 0,05, кадмия 0,01, бария 1,0, цианидов 0,2 [29].

Подземные воды используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения большей частью без очистки и обезвреживания, поэтому качество их должно строго отвечать требованиям ГОСТ 2874—73 на питьевую воду, используемую для водоснабжения городов, совхозов, колхозов, промышленных и других объектов. ГОСТ 2874—73 распространяется на воду, используемую в бродильной, сахарной, пивоваренной и винокуренной отраслях промышленности.

К воде для питания паровых котлов, технических целей, полива сельскохозяйственных культур предъявляются свои специфические требования, рассматриваемые в работах [1, 15].

Известно, что на водозаборах в период их эксплуатации может изменяться качество подземных вод за счет подтягивания к ним некондиционных вод из других водоносных горизонтов, а также искусственно загрязненных поверхностных и подземных вод. Методика прогноза качества подземных вод на водозаборах кратко рассматривается в гл. XXV и работах [11, 12, 19, 20, 24, 27].

§ 6. Краткие указания к оценке эксплуатационных запасов подземных вод с искусственным восполнением

Искусственные запасы подземных вод — объем воды в водоносном горизонте, который накапливается в нем под влиянием искусственных факторов (инженерная деятельность человека). Искусственно восполняемые подземные воды используются в первую очередь для хозяйственно-питьевого водоснабжения, а также для пищевой промышленности, когда требуется вода питьевых кондиций.

Схемы искусственного восполнения подземных вод определяются гидрогеологическими, гидрологическими, климатическими условиями, а также потребностью в воде, санитарными условиями, качеством воды, обеспеченностью достаточного расхода воды для восполнения и т. д.

По гидрогеологическим условиям и способам фильтрации выделяют [22] две группы искусственного восполнения: 1) при свободной инфильтрации с поверхности Земли; 2) при напорной инфильтрации через поглощающие скважины и колодцы. К первой группе относится искусственное восполнение грунтовых вод, залегающих на глубине 3—5 м от поверхности Земли и имеющих непосредственную связь с атмосферой. Восполнение в этом случае может осуществляться из бассейнов, каналов, прудов, рек и др. Ко второй группе относится восполнение при глубоком залегании напорных водоносных горизонтов, отделенных от поверхности Земли практически непроницаемыми горными породами, или сравнительно неглубоко залегающих безнапорных водоносных горизонтов, перекрытых достаточно мощными (более 5 м) водоупорными породами.

Первая группа искусственного восполнения является более распространенной, так как ее осуществление связано с меньшими материальными затратами средств, нежели вторая.

К воде, подаваемой для искусственного восполнения, предъявляются определенные требования к ее качеству. Эти требования, как правило, должны соответствовать ГОСТ 2874—73 с некоторыми дополнениями, обусловленными природными и санитарными условиями участка строительства водозабора с искусственным питанием, схемой восполнения запасов, возможностью улучшения качества воды для искусственного восполнения и другими факторами. При оценке качества подаваемой воды всегда нужно учитывать, чтобы при смешении ее с естественной водой не происходило в водоносном горизонте и призабойной зоне поглощающих скважин выпадения осадка.

При устройстве инфильтрационных бассейнов в отношении оценки качества подаваемой воды могут быть два случая: 1) вода отвечает требованиям работы таких бассейнов или 2) вода не отвечает таким требованиям. Для оценки качества воды, подаваемой в инфильтрационный бассейн, можно пользоваться табл. XXIV-2.

Для оценки эксплуатационных запасов подземных вод с искусственным их восполнением в принципе применяются ранее рассмотренные методы: гидродинамический, гидравлический, балансовый, комбинированный, аналогии и математического моделирования на АВМ с учетом конкретных схем искусственного питания водоносных горизонтов.

Таблица XXIV-2

Допустимое качество воды, поступающей в инфильтрационные бассейны

Показатели	Предъявляемые требования	Примечание
Мутность, мг/л	Не более 20 при грунтах $d_{эф} = 0{,}5 \div 1$ мм и не более 10 мг/л при грунтах $d_{эф} = 0{,}15 \div 0{,}5$ мм	При количестве чисток бассейнов не более двух в год
Цветность, градусы	До 60 при 5%-ном содержании гуминовой кислоты и до 40 при меньшем ее содержании с учетом разбавления естественными подземными водами	Рассчитывается при проектировании
Органические вещества (перманганатная и бахроматная окисляемость), мг/л	<15	
Бактериальные загрязнения:	<30	
коли-индекс, ед/л	В пределах 10 000 при грунтах с $d_{эф} = 0{,}15 \div 1{,}00$ мм	
количество бактерий в 1 мл	1000—5000	
Железо, мг/л	до 3	
Фенолы, мг/л	0,001—0,005	
ПАВ (поверхностно-активные вещества), мг/л	<0,5	
Нефть, мг/л	<0,3	
Свинец, мг/л	<0,1	
Медь, мг/л	<3,0	
Мышьяк, мг/л	<0,05	
Цинк, мг/л	<5	
Фосфаты, мг/л	<1	
Хлориды, мг/л	В зависимости от степени разбавления естественными грунтовыми водами	Рассчитывается при проектировании

Выделяют ряд схем восполнения искусственных запасов: 1) береговой водозабор инфильтрационного типа в виде линейного ряда скважин; 2) береговой водозабор инфильтрационного типа в виде горизонтальной галереи; 3) ряд инфильтрационных бассейнов, пополняющих запасы безграничных грунтовых водоносных горизонтов; 4) ряд инфильтрационных бассейнов, пополняющих запасы грунтовых вод, при одновременной фильтрации воды из реки; 5) два ряда инфильтрационных бассейнов, пополняющих запасы в безграничных грунтовых водоносных горизонтах; 6) искусственное восполнение подземных вод при площадной инфильтрации с периодическим затоплением в весенний период; 7) искусственное накопление вод в зоне аэрации с помощью свободного налива через инфильтрационные бассейны или поглощающие скважины; 8) искусственное питание напорных вод через специальные нагнетательные скважины; 9) искусственное питание подземных вод близ ирригационных каналов.

Гидрогеологические расчеты эксплуатационных запасов применительно к перечисленным схемам рекомендуется производить по формулам, приведенным в работах [22, 23, 28]. В них, и особенно в работе [24], с наибольшей полнотой рассматриваются условия формирования искусственных ресурсов и запасов под-

земных вод, гидрогеологические исследования на стадиях поисков, предварительной и детальной разведки для обоснования проектов пополнения запасов подземных вод, целенаправленная методика опытно-фильтрационных работ, гидрогеолого-экономическая оценка искусственного восполнения и другие вопросы, относящиеся к проблеме искусственного восполнения запасов пресных подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

ГЛАВА XXV

ОХРАНА МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ВОДОЗАБОРОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Основные положения по охране подземных вод базируются на теоретических исследованиях и методических разработках специалистов МГРИ, МГУ, ВСЕГИНГЕО, ВОДГЕО, ГКЗ СССР, ПНИИИС, ГУ МГ СССР, институтов АН СССР и СО АН СССР, республиканских академий и других институтов. Эти исследования нашли отражение в существующих ГОСТ, инструкциях, указаниях, руководствах, монографиях, многочисленных статьях и водных законодательствах.

§ 1. Источники загрязнения подземных вод

Источники загрязнения подземных вод разделяются на химические, биологические и радиоактивные. Химическое загрязнение происходит за счет жидких стоков и твердых отходов различных промышленных предприятий (химических, нефтехимических, нефтедобывающих, горнорудных, металлургических, целлюлозно-бумажных и многих других.)

В подземные воды неорганические и органические вещества, входящие в состав жидких отходов, могут поступать непосредственно на территории промпредприятий вследствие технологических утечек и из отстойников, хвосто- и шламохранилищ, полей фильтрации и т. п. В результате в подземных водах появляются несвойственные им элементы, в том числе и токсичные, вредные для здоровья, ухудшающие качество воды.

Наиболее доступны для загрязнения грунтовые воды, в которые через зону аэрации поступают сточные промышленные воды, а на сельскохозяйственных территориях вместе с атмосферными осадками и поливными водами — ядохимикаты. Менее доступны для загрязнения напорные водоносные горизонты в области их напора. В областях их питания и через «окна» в водоупорной кровле сточные воды также могут поступать в напорные горизонты, загрязняя воды последних.

Нужно отметить, что химические загрязнения распространяются на большие расстояния, размеры и формы очагов загрязнения в зависимости от особенностей гидрогеологических условий, фильтрационной анизотропии пород, слагающих горизонты, изменяются во времени и пространстве.

Биологическое загрязнение воды вызывается болезнетворными бактериями (брюшнотифозными, дизентерийными, холерными и др.). Источниками бактериального загрязнения подземных вод являются фекальные и хозяйственно-бытовые воды, проникающие в грунтовые водоносные горизонты на участках, занятых полями фильтрации, выгребными ямами, скотными дворами, неисправной канализационной сетью и т. п. В напорные водоносные горизонты биологические загрязнения попадают через заброшенные водозаборы и разведочные скважины, корродированные трубы, при сбросе сточных вод через поглощающие скважины и т. д. В инфильтрационные водозаборы биологические загрязнения поступают вместе с загрязненными речными водами. Размеры областей бактериального загрязнения подземных вод в водоносных горизонтах зависят от скорости фильтрации, степени начального загрязнения воды и длительности существования бактерий в воде. Если время движения загрязненной воды в водоносном горизонте превосходит сроки выживаемости бактерий, то последние, не достигнув водозабора, лишаются жизнеспособности и тем самым не смогут вызвать заболевания при использовании воды [11, 12].

Немалое значение для уменьшения бактериального загрязнения подземных вод имеет адсорбция бактерий на частицах горных пород, слагающих зону аэрации и водоносные горизонты. Поэтому изучение выживаемости бактерий и их адсорбция на частицах горных пород зоны аэрации и водоносных горизонтов имеет важное значение для эксплуатации месторождений подземных вод. Исследованиями установлено, что выживаемость бактерий в подземных водах больше по времени, чем в поверхностных водах, это объясняется защищенностью подземных вод от солнечных лучей, более низкими их температурами и отсутствием в них антагонистических микробов, подавляющих заразные бактерии. Установлено, что для некоторых бактерий, в частности кишечной палочки, в подземных водах с температурой 4—6° С выживаемость достигает 400 суток. Поэтому срок при гидрогеологических расчетах для определения границы зоны против бактериального загрязнения принимается равным 200—400 суткам.

Радиоактивное загрязнение имеет естественное или искусственное происхождение. Первое обусловлено содержанием в подземных водах урана, радия, стронция, цезия, трития и др.; второе — поступлением в них радиоактивных элементов, содержащихся в продуктах и отходах при использовании атомной энергии на АЭС, сбросе радиоактивных сточных вод в недра Земли (без строгого гидрогеологического обоснования), при подземных ядерных взрывах в мирных целях и испытании атомного оружия (особенно в атмосфере, глобальные радиоактивные осадки).

Способность радиоактивных веществ к самопроизвольному распаду влияет на их распространение в подземных водах. Показателем самопроизвольного распада является период полураспада, соответствующий времени, в течение которого начальное количество радиоактивного элемента уменьшается в два раза. Значения периодов полураспада приведены в табл. XXV-1.

В водоносных горизонтах движение подземных вод, за исключением карстовых, крупнотрещиноватых и крупнообломочных горизонтов, характеризуется небольшими скоростями (см. гл. II), поэтому загрязнение подземных вод возможно главным образом изотопами с полураспадом более одного-двух месяцев. Важным свойством большинства радиоактивных изотопов является значительная поглощаемость их почвами и горными породами, что оказывает влияние на их миграцию в подземных водах.

Установлено, что сорбция и десорбция радиоактивных элементов почвами и горными породами зависит от многих факторов: валентности элемента, химического состава и температуры раствора, гранулометрии и минералогического состава породы, катионно-обменной емкости породы и др. Такие элементы, как иод-131, сера-35, почти не сорбируются на породах; слабо сорбируются рутений-106, уран, цезий-137, стронций-90. Эти элементы, особенно стронций-90, наиболее опасны в отношении загрязнения подземных вод, так как они обладают повышенной миграционной способностью в этих водах и являются долгоживущими. Стронций-90 может переноситься подземными водами на большие расстояния, когда он входит в комплексные соединения с сульфатами, карбонатами, гумусом и другими органическими веществами.

Таблица XXV-1

Значения периодов полураспада радиоактивных элементов

Элементы	Период полураспада	Элементы	Период полураспада
Иод-131	8,1 сутки	Стронций-90	28,0 года
Стронций-89	54,5 »	Цезий-137	33,0 »
Цирконий-95	65,0 »	Радий-226	$1{,}59 \cdot 10^3$ »
Церий-144	282,0 »	Углерод-14	$5{,}57 \cdot 10^3$ »
Рутений-106	360,0 »	Плутоний-239	$2{,}24 \cdot 10^4$ »
Кобальт-60	5,3 года	Уран-238	$4{,}49 \cdot 10^9$ »
Тритий	12,46 »		

Радиоактивному загрязнению наиболее подвержены грунтовые воды, особенно при небольшой мощности зоны аэрации, задерживающей сорбирующие и короткоживущие элементы. Радиоактивное загрязнение глубоких водоносных горизонтов возможно в районах с интенсивным развитием тектонических трещин, связанных с очагами данного вида загрязнения.

§ 2. Охрана месторождений подземных вод

Месторождения и водозаборы пресных подземных вод. Направление мероприятий по охране пресных подземных вод определяется характером их использования. Требования к количеству и качеству вод будут различными для хозяйственно-питьевого, производственного водоснабжения и орошения сельскохозяйственных угодий.

В целях охраны месторождений и водозаборов подземных вод согласно постановлению ЦИК и СНК СССР от 17/V. 1937 г. «О санитарной охране водопроводов и источников водоснабжения», рекомендациям СНИП II-31-74, инструкциям Госстроя СССР (СН 325-65; Руководство ..., 1978 г.) для предотвращения загрязнения воды в районе водозаборов подземных вод устанавливаются два пояса санитарной охраны: I пояс — зона строгого режима и II пояс — зона ограничений.

В I пояс входит участок, на котором располагаются водоприемное сооружение, насосная станция, установка для обработки воды и резервуары. Граница I пояса проходит на расстоянии не менее 50 м от водозаборного сооружения на месторождениях безнапорных вод и не менее 30 м на месторождениях напорных вод. Санитарное состояние территории I пояса должно отвечать требованиям СНиП II-31-74.

В границах II пояса не должно быть источников загрязнения, поэтому здесь ограничивается размещение промышленных объектов, проведение земляных, горных и строительных работ и запрещается применение сельскохозяйственных ядохимикатов. Границы II пояса устанавливаются так, чтобы химические загрязнения не могли достичь водозабора в течение всего периода его эксплуатации ($t = 25 \div 50$ лет).

При искусственном пополнении запасов подземных вод в зону санитарной охраны включаются: водозаборы на открытых источниках, используемых для пополнения запасов подземных вод; водозаборы подземных вод (бассейны, отстойники, каналы и т. п.); водоводы, насосные станции, установки для обработки воды. Граница I пояса зоны охраны водозаборов на открытых водоемах должна проходить на расстоянии не менее 50 м от водозаборных и не менее 100 м от инфильтрационных сооружений.

На месторождениях подземных вод, где безнапорные водоносные горизонты имеют непосредственную связь с атмосферой или распространены неглубоко залегающие напорные горизонты, перекрытые слабопроницаемыми горными породами, в границах II пояса, определенного при $t = 25$ лет, целесообразно выделять санитарную зону против бактериального загрязнения.

Для определения границ этой зоны расчетный срок принимается равным 200—400 суткам (срок выживания бактерий в подземных водах). Расчеты зон санитарной охраны выполняются с учетом конкретных гидрогеологических условий, физико-химических процессов взаимодействия поступающих в водоносный горизонт загрязненных вод с водами горизонта и др. Расчеты зон санитарной охраны являются составной частью проектов водозаборов.

Прогноз миграции загрязнений в подземных водах приближенно дается по формуле [12]

$$L = L_{\text{ф}} + 0{,}5\,(L_{\text{гр}} + L_{\text{д}}), \qquad \text{(XXV-1)}$$

где L — путь движения компонента загрязнения, м; $L_{\text{ф}}$ — расстояние от начальной точки движения компонента загрязнения до водозабора м; $L_{\text{гр}}$ — длина зоны деформации границы раздела между загрязняющей и подземной водой, м. Длина зоны $L_{\text{гр}}$ определяется по формуле

$$L_{\text{гр}} \approx 2{,}2\sqrt{(KM_{\text{ср}}\Delta\bar{\gamma}\cos^2_{\text{ср}}\varphi)/n},$$

где K — коэффициент фильтрации, м/сутки; M — мощность горизонта, м; φ — угол наклона пласта к горизонту; n — активная пористость; $\Delta\bar{\gamma} = (\gamma_1 - \gamma_2)/\gamma_2$ (γ_1 и γ_2 — плотность соответственно загрязняющей и подземной воды); $L_д$ — длина зоны дисперсии, м ($L_д \approx 6{,}6\sqrt{Dt/n}$, где D — коэффициент дисперсии, м²/сутки; t — время движения загрязняющего раствора, сутки).

При фильтрации в течение длительного времени, что имеет место при работе водозаборов, $L_ф$ достигает наибольших размеров. Этим расстоянием ограничиваются при приближенных расчетах. Расстояние $L_ф$ связано со скоростью фильтрации $v_ф$, временем продвижения загрязняющего вещества и пористостью n следующей зависимостью:

$$\frac{n\,dL_ф}{v_ф} = -dt. \qquad \text{(XXV-2)}$$

На основе зависимости (XXV-2) применительно к простым схемам фильтрации получены формулы для вычисления времени движения загрязняющего вещества $t_в$ к водозабору (табл. XXV-2).

При прогнозе миграции загрязняющего вещества дается также оценка его концентрации или общей минерализации воды в водозаборе $C_в$ после прихода загрязненных вод. Для этого пользуются формулой [12]

$$C_в = \frac{\sum_{i=1}^{k} Q_i C_i}{Q}, \qquad \text{(XXV-3)}$$

где Q_i — составляющие дебита водозабора, обеспечиваемые притоком подземных вод отдельных источников питания; C_i — концентрация прослеживаемого компонента (или общая минерализация воды) в тех же источниках питания; Q — суммарный дебит водозабора.

Месторождения минеральных лечебных и промышленных вод. Охране месторождений минеральных лечебных вод уделяется особое внимание. В соответствии с постановлением Совета Министров СССР от 5/IX. 1973 г. («Положение о курортах», раздел III, п. 11) санитарная охрана курортов имеет своей целью сохранение физических и химических свойств минеральной воды, предохранение ее от загрязнения и преждевременного истощения. Для этого в районах курортов устанавливаются округа санитарной охраны. В округ входят три зоны санитарной охраны: строгого режима, ограничений и зона, охватывающая области питания, формирования и разгрузки минеральных вод месторождения.

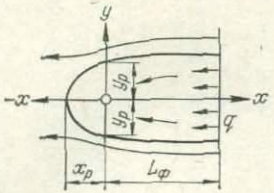
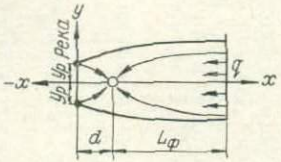
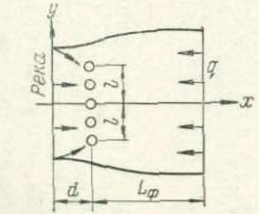
В первой зоне запрещается: проведение земляных работ, строительство частных построек, размещение учреждений, не имеющих отношения к курорту; транзитное движение транспорта; содержание и выпас домашних животных; спуск неочищенных вод в открытые водоемы; удобрение земель навозом; свалка мусора и нечистот; устройство кладбищ скота, порубка зеленых насаждений и др.

Во второй зоне запрещается: устройство свалок, хранилищ, кладбищ скота, спуск в речки и водоемы неочищенных хозяйственно-фекальных и промышленных сточных вод, сброс твердых отходов, загрязняющих грунт и воздух, бурение скважин, не связанных с развитием курорта, купание скота, стирка белья в водоемах, порубка зеленых насаждений, производство других работ, нарушающих санитарное состояние курорта и режим минеральных источников.

В третьей зоне допускаются работы, не оказывающие вредного влияния на санитарное состояние курорта. Контроль за охраной месторождений минеральных лечебных вод осуществляется гидрогеологическими станциями вместе с дирекцией курортов.

Месторождения подземных вод зоны многолетнемерзлых пород. Рациональное освоение месторождений любых полезных ископаемых зоны многолетней мерзлоты, в том числе и подземных вод, базируется на управлении мерзлотным процессом во времени на всех стадиях их освоения, и особенно в период их разработки. В области многолетней мерзлоты выделяют месторождения надмерзлотных, межмерзлотных и подмерзлотных вод.

Формулы для определения времени движения загрязнений к водозабору [12]

Тип водозабора	Схема фильтрации	Координаты характерных точек на нейтральной линии тока	Время движения загрязнений	Номер формулы
Скважина в безграничном водоносном горизонте		$x_р = -\frac{Q}{2\pi q};\ x = 0;$ $y_р = \pm\frac{Q}{4q}.$ $x = \infty;\ y_р = \pm\frac{Q}{2q}$	$t_в = \frac{Mn}{q}\left(L_ф - x_р\left\lvert \ln\frac{x_р}{L_ф - x_р}\right\rvert\right)$	(XXV-3)
Скважина вблизи реки		$y_р = \sqrt{d\left(\frac{Q}{\pi q} - d\right)}$	$t_в = \frac{Mn}{q}\left[L_ф - d + \frac{d^2 + y_р^2}{y_р} \times \left(\text{arctg}\frac{d}{y_р} - \text{arctg}\frac{L_ф}{y_р}\right)\right]$	(XXV-4)
Линейный ряд скважин вблизи реки		—	От реки $t_в = \frac{Mn\,d}{q_в - q};\ \left(q_в = \frac{Q}{2l}\right)$ Со стороны берега $(L_ф > d)$ $t_в = \frac{MnL_ф}{q}$	(XXV-5)

Примечания: 1. Q — расход водозабора, м³/сутки; q — естественный поток подземных вод, м²/сутки; d — расстояние от водозабора до реки; $L_ф$ — граница между загрязненными и чистыми водами по главной линии тока; $2l$ — длина линейного ряда скважин; M — мощность водоносного пласта; n — активная пористость; $x_р$, $y_р$ — координаты характерных раздельных точек. 2. В системах искусственного пополнения $Q = Q_в - Q_б$, где $Q_б$ — расход воды, поступающей из инфильтрационных сооружений; $Q_в$ — полный дебит водозабора.

Основные задачи охраны природной среды и недр при освоении месторождений подземных вод в зоне многолетнемерзлых пород определяются назначением исследований подземных вод — водоснабжение, осушение месторождений полезных ископаемых, мелиорация земель, использование вод для заводнения нефтяных пластов и т. д. Эти исследования должны быть увязаны в комплексе с геологическими, геоморфологическими, мерзлотно-гидрогеологическими и геофизическими работами на всех стадиях освоения месторождений подземных вод.

1. На стадии поисков, при производстве мерзлотно-гидрогеологической съемки того или иного масштаба, большое внимание следует уделять картированию очагов загрязнения, естественных и искусственных, особенно в области питания и разгрузки водоносных горизонтов, а также на участках предстоящей разведки подземных вод для водоснабжения и расположения водозаборных сооружений. Должны быть тщательно выявлены и закартированы талики, наледи, бугры пучения, гидролакколиты, термокарстовые воронки и озера, солифлюкционные явления, связанные с деятельностью подземных вод, сезонным протаиванием и промерзанием; залежи подземных льдов, а также все сооружения с высокими тепловыми коэффициентами.

2. На стадии разведки вопросы охраны среды и недр решаются на основе детального изучения мерзлотно-гидрогеологических условий: строение и льдистость зоны многолетнемерзлых пород, ее температурный режим, соотношение мерзлых и литологических водоупоров между собой, гидравлическая связь водоносных горизонтов между собой и с поверхностными водоемами, водотоками и таликами; минерализация и химизм вод; начальное пластовое давление и напор; влияние очагов загрязнения на водоносные горизонты, используемые для питьевого и технического водоснабжения. Изучение перечисленных факторов сопровождается наблюдениями за растеплением мерзлых пород вокруг разведочных скважин (за образованием так называемых ореолов растепления), прогнозом этого процесса во времени.

3. При эксплуатации месторождений подземных вод важнейшей проблемой, связанной с охраной среды и недр, является прогноз мерзлотно-гидрогеологических условий на весь период эксплуатации вод (при водоснабжении) или разработки других подземных ископаемых (борьба с подземными водами при осушении подземных и открытых выработок). Прогноз мерзлотно-гидрогеологических условий заключается в расчетах изменения запасов подземных вод во времени в зависимости от динамики мерзлотного процесса, гидродинамического и гидрохимического режима каждого водоносного горизонта, включая условия загрязнения при оттаивании.

В районах многолетней мерзлоты на месторождениях подземных вод должны выделяться два пояса санитарной охраны: строгого режима и ограничений. При этом особое внимание следует уделять проведению в поясах санитарной охраны мероприятий, направленных на почти полное исключение искусственной деградации мерзлоты, способствующей созданию условий загрязнения подземных вод.

В заключение заметим, что главной задачей мероприятий по охране месторождений промышленных и термальных подземных вод является обеспечение рациональной разработки этих месторождений в целях достижения максимального извлечения запасов промышленно-ценных компонентов и тепловой энергии при минимальных затратах средств.

Для решения этой задачи осуществляется контроль: за бурением скважин; правильностью ведения разведочных работ и эксплуатации месторождений; тщательностью консервации и ликвидации скважин на месторождениях; за проведением мер по охране земной поверхности, насаждений, поверхностных вод в районах разрабатываемых месторождений. Основу контроля составляют данные гидродинамических, гидрохимических и геотермических исследований и наблюдений, полученные при разведке, оконтуривании и эксплуатации месторождений.

В соответствии с существующим законодательством вопросы охраны недр и окружающей среды должны строго учитываться в проектах разработки этих месторождений.

К ГЛАВЕ I

1. *Алёкин А. А., Чеховских М. М.* О моделировании гидрогеологических процессов, протекающих в глубоких недрах земной коры. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1964, № 1, с. 3—7.

2. *Ананян А. А.* О плотности связанной воды в горных породах и почвах. — В кн.: Мерзлотные исследования. Вып. 4. М., Изд-во МГУ, 1964, с. 334—339.

3. *Андрианов П. И.* Связанная вода почв и грунтов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946. 138 с. (Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. 3).

4. *Бабинец А. Е.* О роли поровых растворов в формировании подземных вод. — В кн.: Доклады к собранию международной ассоциации гидрогеологов. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 144—150.

5. *Борисов А. А.* Палеоклиматы территории СССР. Л., 1965. 112 с.

6. *Борисов А. А.* Палеоклиматология СССР. Калининград, Изд-во Калинингр. гос. ун-та, 1973. 303 с.

7. *Будыко М. И.* Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1956. 255 с.

8. *Быков В. Д., Васильев А. В.* Гидрометрия. Изд. 3-е. Л., 1972. 447 с.

9. *Вернадский В. И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., Наука, 1965. 373 с.

10. *Вернадский В. И.* Биосфера. М., Мысль, 1967. 374 с.

11. *Гавриленко Е. С.* Гидрогеология тектоносферы. Киев, Наукова Думка, 1975. 193 с.

12. *Геологический* словарь. Т. 1 — 2. М., Недра, 1973. Т. 1. 486 с.; т. 2. 456 с.

13. *Гидродинамика* и геотермия нефтяных структур. Под ред. Г. В. Богомолова. Минск, Наука и техника, 1975. 240 с.

14. *Дерпгольц В. Ф.* Вода во вселенной. Л., Недра, 1971. 221 с.

15. *Дерягин Б. В.* Учение о свойствах тонких слоев воды в приложении к объяснению свойств глинистых пород. — Труды совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методам их изучения, 1956, т. 1, с. 45—58.

16. *Джамалов Р. Г., Зецкер И. С., Месхетели А. В.* Подземный сток в моря и Мировой океан. М., Наука, 1977. 93 с.

17. *Дроздова В. М.* и др. Химический состав атмосферных осадков на европейской территории СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1964. 209 с.

18. *Затенацкая Н. П.* Поровые воды глинистых пород и их роль в формировании подземных вод. М., Изд-во АН СССР, 1963. 142 с.

19. *Зекцер И. С.* Закономерности формирования подземного стока и научно-методические основы его изучения. М., Наука, 1977. 173 с.

20. *Злочевская Р. И.* Связанная вода в глинистых грунтах. М., Изд-во МГУ, 1969. 174 с.

21. *Иванов К. Е.* Гидрология болот. Л., Гидрометеоиздат, 1953. 295 с.

22. *Иванов К. Е.* Водообмен в болотных ландшафтах. Л., Гидрометеоиздат, 1975. 277 с.

23. *Иванов Н. Н.* Об определении величин испаряемости. — Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1954, т. 86, вып. 2, с. 189—195.

24. *Иванов А. Н., Неговская Т. А.* Гидрология и регулирование стока. М., Колос, 1970. 287 с.

25. *Исследования* подземного стока. Под ред. О. В. Попова. Л., Гидрометеоиздат, 1975. 136 с. (Тр. Гидрогеол. ин-та, вып. 226).

26. *Киссин И. Г.* Вода под землей. М., Наука, 1976. 223 с.

27. *Крюков П. А.* Горные, почвенные и иловые растворы. Новосибирск, Наука, 1971. 219 с.

28. *Куделин Б. И.* Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1960. 343 с.

29. *Кусаков М. М., Мекецкая Л. И.* О толщине тонких слоев связанной воды. — В кн.: Доклады на IV Международном нефтяном конгрессе в Риме. М., Изд-во АН СССР, 1955. 45 с.

30. *Лебедев А. Ф.* Почвенные и грунтовые воды. М., Изд-во АН СССР, 1936. 316 с.
31. *Лебедев А. В.* Методы изучения баланса грунтовых вод. Изд. 2-е. М., Недра, 1976. 223 с.
32. *Личков Б. Л.* Природные воды Земли и литосферы. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1960. 163 с.
33. *Ломтадзе В. Д.* Изменение влажности глин при уплотнении их большими нагрузками. — Зап. ЛГИ, 1953, т. 29, вып. 2, с. 103—123.
34. *Ломтадзе В. Д.* О роли процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. — Докл. АН СССР, 1954, т. 98, № 3, с. 451—454.
35. *Ломтадзе В. Д.* Роль процессов уплотнения глинистых осадков в формировании подземных вод. — Тр. Лаб. гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского, 1958, т. 16, с. 179—180.
36. *Львович М. И.* Водный баланс СССР и его преобразование. М., Наука, 1969. 588 с.
37. *Львович М. И.* Мировые водные ресурсы и их будущее. М., Мысль, 1974. 447 с.
38. *Маккавеев А. А.* Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. М., Недра, 1971. 216 с.
39. *Междуведомственное* совещание по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы/Коллектив авторов. Валдай, 1963. 488 с. (Гос. гидрол. ин-т).
40. *Мировой* водный баланс и водные ресурсы Земли. Л., Гидрометеоиздат, 1974. 637 с.
41. *Нерсесова З. А., Цытович Н. А.* Незамерзшая вода в мерзлых грунтах. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 62—70.
42. *Павлов А. Н.* Геологический круговорот воды на Земле. Л., Недра, 1977. 143 с.
43. *Подземный сток* на территории СССР. Под ред. Б. И. Куделина. М., Изд-во МГУ, 1966. 301 с.
44. *Поиски* и разведка подземных вод для крупного водоснабжения. М., Недра, 1969. 328 с.
45. *Попов О. В.* Подземное питание рек. Л., Гидрометеоиздат, 1968. 290 с.
46. *Поровые* растворы и методы их изучения. Минск, Наука и техника, 1968. 230 с.
47. *Роде А. А.* Основы учения о почвенной влаге. Т. 1—2. Л., Гидрометеоиздат. Т. 1, 1965, 663 с.; т. 2, 1969, 286 с.
48. *Сергеев Е. М.* и др. Грунтоведение. Изд. 4-е. М., Изд-во МГУ, 1973. 387 с.
49. *Синицин В. М.* Введение в палеоклиматологию. Л., Недра, 1967. 232 с.
50. *Справочник* по гидрометеорологическим приборам и установкам/А. Б. Рейфер, М. И. Алексеенко, П. Н. Бурцев и др. Л., Гидрометеоиздат, 1976. 431 с.
51. *Хромов С. П., Мамонтова Л. И.* Метеорологический словарь. Л., Гидрометеоиздат, 1974. 567 с.
52. *Цытович Н. А.* О незамерзающей воде в рыхлых горных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947, № 3, с. 39—48.
53. *Чеботарев А. И.* Гидрологический словарь. Изд. 3-е. Л., Гидрометеоиздат, 1978. 305 с.
54. *Чеботарев А. И.* Общая гидрология. Л., Гидрометеоиздат, 1975. 543 с.
55. *Шебеко В. Ф.* Испарение с болот и баланс почвенной влаги. Минск, Урожай, 1965. 394 с.
56. *Шулейкин В. В.* Физика моря. М., Наука, 1968. 1084 с.

К ГЛАВЕ II

1. *Биндеман Н. Н., Язвин Л. С.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., Недра, 1970. 216 с.
2. *Гиматудинов Ш. К.* Физика нефтяного и газового пласта. Изд. 2-е. М., Недра, 1971. 312 с.

3. *Добрынин В. М.* Деформации и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1970. 239 с.
4. *Котяхов Ф. И.* Основы физики нефтяного пласта. М., Гостоптехиздат, 1956. 363 с.
5. *Котяхов Ф. И.* Физика нефтяных и газовых коллекторов. М., Недра, 1977. 287 с.
6. *Ломтадзе В. Д.* Методы лабораторных исследований физико-механических свойств горных пород. Л., Недра, 1972. 312 с.
7. *Максимович Г. А.* Пористость геосфер. — Докл. АН СССР, 1942, т. 37, № 7—8, с. 245—248.
8. *Методическое* пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. Т. 1—2. Под ред. Е. М. Сергеева. М., Изд-во МГУ 1968. Т. 1. 346 с.; т. 2. 369 с.
9. *Методическое* пособие по изучению трещиноватости горных пород и трещинных коллекторов нефти и газа. Л., Гостоптехиздат, 1962. 79 с.
10. *Озерская М. Л., Подоба Н. В.* Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М., Недра, 1967. 772 с.
11. *Оркин К. Г., Кучинский П. К.* Физика нефтяного пласта. М., Гостоптехиздат, 1955. 299 с.
12. *Приклонский В. А.* Грунтоведение. Ч. 1. Изд. 3-е. М., Госгеолиздат, 1955. 425 с.
13. *Проектирование* водозаборов подземных вод. Под ред. Ф. М. Бочевера. М., Стройиздат, 1976. 292 с.
14. *Рац М. В., Чернышев С. Н.* Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М., Недра, 1970. 164 с.
15. *Сергеев Е. М.* и др. Грунтоведение. Изд. 4-е. М., Изд-во МГУ, 1973. 387 с.
16. *Смехов Е. М.* Теоретические и методические основы поисков трещинных коллекторов нефти и газа. М., Недра, 1974. 200 с.
17. *Снарский А. Н.* Геологические основы физики нефтяного пласта. Киев, Гостехиздат, 1961. 247 с.
18. *Справочник* по инженерной геологии. Под ред. М. В. Чуринова. Изд. 2-е. М., Недра, 1974. 408 с.
19. *Труды* 2-го Всесоюзного совещания по трещинным коллекторам нефти и газа. М., Недра, 1965. 509 с.
20. *Унификация* методов определения коллекторских свойств горных пород. Труды ВНИГНИ, 1966, вып. 47. 196 с.
21. *Ханин А. А.* Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. М., Недра, 1969. 368 с.
22. *Чаповский Е. Г.* Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов. Изд. 4-е. М., Недра, 1975. 304 с.

К ГЛАВЕ III

1. *Атлас* теплового баланса земного шара. М., 1963. 69 л. карт.
2. *Боганик Н. С.* Радиогенное тепло земной коры Русской платформы и ее складчатого обрамления. М., Наука, 1975. 159 с.
3. *Богомолов Г. В., Сулин-Бекчурин А. И., Духанина В. И.* Гидрогеология, гидрохимия, геотермия геологических структур. Минск, Наука и техника, 1971. 335 с.
4. *Будыко М. И.* Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1956. 255 с.
5. *Глубинный* тепловой поток европейской части СССР. Отв. ред. С. И. Субботин, Р. И. Кутас. Киев, Наукова думка, 1974. 190 с.
6. *Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И.* Термические исследования скважин. М.—Л., Гостоптехиздат, 1952. 251 с.
7. *Дворов И. М.* Глубинное тепло Земли. М., Наука, 1972. 207 с.
8. *Дьяконов Д. И.* Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостоптехиздат, 1958. 277 с.

9. *Дьяконов Д. И., Яковлев Б. А.* Определение и использование тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей нефтяных месторождений. М., Недра, 1969. 120 с.
10. *Иванов И. С., Гаврильев Р. И.* Теплофизические свойства мерзлых горных пород. М., Наука, 1965. 71 с.
11. *Иванов Н. С.* Теплообмен в криолитозоне. М., Изд-во АН СССР, 1962. 198 с.
12. *Изучение* и использование глубинного тепла Земли. М., Наука, 1973. 316 с.
13. *Крылов М. М.* Преобразование природы путем гидротермических мелиораций. — Вопросы географии, 1952, № 28, с. 114—130.
14. *Кутасов И. М.* Термическая характеристика скважин в районах многолетнемерзлых пород. М., Недра, 1976. 120 с.
15. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968. 279 с.
16. *Лыков А. В.* Явления переноса в капиллярно-пористых телах. М., Гостехиздат, 1954. 296 с.
17. *Лыков А. В.* Тепломассообмен. М., Энергия, 1971. 560 с.
18. *Основы* мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. В. А. Кудрявцева. Изд-во МГУ, 1974. 431 с.
19. *Общее* мерзлотоведение (геокриология). Под ред. В. А. Кудрявцева. Изд. 2-е. М., Изд-во МГУ, 1978. 464 с.
20. *Павлов А. В.* Теплообмен почвы с атмосферой в северных и умеренных широтах территории СССР. Якутск, Якут. книжн. изд-во, 1975. 302 с.
21. *Порхаев Г. В.* и др. Теплофизика промерзающих и протаивающих грунтов. М., Наука, 1964. 197 с.
22. *Проселков Ю. М.* Теплопередача в скважинах. М., Недра, 1975. 224 с.
23. *Сергеев Е. М.* и др. Грунтоведение. Изд. 4-е. М., Изд-во МГУ, 1973. 387 с.
24. *Сумгин М. И.* Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Изд. 2-е. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937. 379 с.
25. *Тепловой* режим недр СССР/Ф. А. Макаренков, Б. Г. Поляк, Я. Б. Смирнов и др. М., Наука, 1970. 224 с.
26. *Тихонов А. Н., Дворцов И. М.* Развитие геотермических исследований в СССР. — Вестн. АН СССР, 1965, № 10, с. 21—24.
27. *Толстихин Н. И.* Гидротермическая зональность Земли. — Зап. ЛГИ, 1974, т. 67, вып. 2, с. 87—92.
28. *Фролов Н. М.* Температурный режим гелиотермозоны. М., 1966. 153 с.
29. *Фролов Н. М.* Гидрогеотермия. Изд. 2-е. М., Недра, 1976. 280 с.
30. *Фролов Н. М.* Температура Земли. М., Недра, 1971. 118 с.
31. *Черменский Г. А.* Геотермия. Л., Недра, 1972. 272 с.
32. *Черменский Г. А.* Прикладная геотермия. Л., Недра, 1977. 224 с.
33. *Шарбатян А. А.* Экстремальные оценки в геотермии и геокриологии. М., Наука, 1974. 122 с.
34. *Швецов П. Ф.* Вводные главы к основам геокриологии. М., Изд-во АН СССР, 1955. 110 с.
35. *Швецов П. Ф.* Мерзлые слои земные. М., Изд-во АН СССР, 1963. 101 с.
36. *Швецов П. Ф.* Закономерности гидрогеотермических процессов на Крайнем Севере и Северо-Востоке СССР. М., Наука, 1968. 110 с.
37. *Фельдман Г. М.* Прогноз температурного режима грунтов и развития криогенных процессов. Новосибирск, Наука, 1977. 190 с.

К ГЛАВЕ IV

1. *Алёкин О. А.* Химия океана. Л., Гидрометеоиздат, 1966. 247 с.
2. *Алёкин О. А.* Основы гидрохимии. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 443 с.
3. *Алесковский В. Б., Либина Р. И., Миллер А. Д.* Концентрирование и определение микрокомпонентов в природных водах. — В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 344—351.
4. *Блох А. М.* Структура воды и геологические процессы. М., Недра, 1969. 216 с.
5. *Дейтерий* и кислород-18 в подземных водах (масс-спектрометрические исследования)/Ю. В. Селецкий, В. А. Поляков, А. В. Якубовский и др. М., Недра, 1973. 144 с.

6. *Дитрих Г., Калле К.* Общее мореведение. Пер. с нем. Л., Гидрометеоиздат, 1961. 462 с.
7. *Дэвис С., Р. де Уист.* Гидрогеология. Т. 2. М., Мир, 1970. 252 с.
8. *Зацепина Г. Н.* Свойства и структура воды. М., Изд-во МГУ, 1974. 165 с.
9. *Классен В. И.* О возможности изменения технологических свойств воды и водных систем воздействием магнитных полей. — Изв. вузов, Цветная металлургия, 1967, вып. 5, с. 24—31.
10. *Крюков П. А., Соломин Г. А.* К методике измерения окислительно-восстановительного потенциала вод и пород. — В кн.: Гидрохимические материалы, т. 28, 1960, с. 215—221.
11. *Курлов М. Г.* Классификация сибирских целебных минеральных вод. Томск, Изд-во Физ.-терапевт. ин-та, 1928. 73 с.
12. *Миллер А. Д., Степанов П. А.* Спектральное определение микроэлементов в водах и вытяжках на основе соосаждения с сульфидом кадмия. — Тр. ВИТР, 1959, вып. 17. 25 с.
13. *Природные* изотопы гидросферы/В. И. Ферронский, В. Т. Дубинчук, В. А. Поляков и др. М., Недра, 1975. 280 с.
14. *Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю.* Методы анализа природных вод. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1963. 404 с.
15. *Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю.* Методы анализа природных вод. Изд. 3-е. М., Недра, 1970. 488 с.
16. *Самарина В. С.* Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности). Л., Изд-во ЛГУ, 1963. 114 с.
17. *Самойлов О. Я.* Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 182 с.
18. *Соколов И. Ю.* Таблицы и номограммы для расчета гидрохимических анализов. Изд. 2-е. М., Недра, 1974. 160 с.
19. *Соколов В. А.* Геохимия газов земной коры и атмосферы. М., Недра, 1966. 301 с.
20. *Сочеванов В. Г.* Приспособление для одновременного определения в растворе pH и ЭДС с помощью обычного потенциометра типа П-4. — Труды ВИМС, 1954, № 3, с. 21—30.
21. *Шишкина Л. А.* Гидрохимия. Л., Гидрометеоиздат, 1974. 286 с.

К ГЛАВЕ V

1. *Ахмедсафин У. М.* Методика составления карт прогнозов и обзор артезианских бассейнов Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961. 106 с.
2. *Ахмедсафин У. М.* Основные принципы гидрогеологического районирования Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 1, с. 3—11.
3. *Бабушкин В. Д., Глазунов И. С., Гольдберг В. М.* Поиски, разведка, оценка запасов и эксплуатация линз пресных вод. М., Недра, 1969. 304 с.
4. *Бабушкин В. Д.* и др. Прогноз водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах. М., Недра, 1972. 196 с.
5. *Богомолов Г. В.* Гидрогеология с основами инженерной геологии. М., Высшая школа, 1975. 319 с.
6. *Богомолов Г. В.* и др. Гидродинамика и геотермия нефтяных структур. Минск, Наука и техника, 1975. 240 с.
7. *Боревский Б. В., Хордикайнен М. А., Язвин Л. С.* Разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений подземных вод в трещинно-карстовых пластах. М., Недра, 1976. 245 с.
8. *Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е.* Гидрогеологическое обоснование защиты подземных вод и водозаборов от загрязнений. М., Недра, 1972. 128 с.
9. *Василевский М. М.* Схема основного гидрогеологического районирования европейской части СССР. — Сов. геология, 1938, № 8—9, с. 9—18.
10. *Вернадский В. И.* История природных вод. Избр. соч., т. 4, кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
11. *Газизов М. С.* и др. Опыт водопонижения на месторождениях полезных ископаемых со сложными гидрогеологическими условиями. М., 1963. 411 с.

12. *Газизов М. С.* Карст и его влияние на горные работы. М., 1971. 204 с.
13. *Гармонов И. В.* Зональность грунтовых вод европейской части СССР. — Труды лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР, 1948, т. 3, с. 131—138.
14. *Гармонов И. В.* Принципы зонального районирования грунтовых вод. — В кн.: Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 14—16.
15. *Гвоздецкий Н. А.* Карст. Вопросы общего карстоведения. Изд. 2-е. М., Географгиз, 1954. 351 с.
16. *Гидрогеология* СССР. Сводный том. Вып. 1. Основные закономерности распространения подземных вод на территории СССР. Ред. Н. В. Роговская. М., Недра, 1976. 656 с.
17. *Гидрогеология* СССР. Сводный том. Вып. 3. М., Недра, 1977. 279 с.
18. *Гидродинамика* глубинных зон артезианских бассейнов. Отв. ред. Е. А. Басков, В. А. Кирюхин. Л., Недра, 1972. 196 с.
19. *Гольдберг В. М.* Гидрогеологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах. М., Недра, 1976. 153 с.
20. *Гордеев Д. И.* Основные этапы истории отечественной гидрогеологии. М., Изд-во АН СССР, 1954. 382 с. (Тр. ЛГГП, т. 4).
21. *Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М.* Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., Недра, 1972. 272 с.
22. *Дублянский В. Н.* Карстовые пещеры и шахты горного Крыма. Л., Недра, 1977. 183 с.
23. *Духанина В. И.* Закономерности распространения и формирования грунтовых вод Русской равнины. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 62—68.
24. *Жапарханов С. Ж.* и др. Гидрогеология, гидродинамика и формирование подземных вод рудных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1970. 161 с.
25. *Жапарханов С. Ж.* Подземные воды горнорудных районов Центрального Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1975. 181 с.
26. *Зайцев И. К.* Вопросы изучения карста СССР. Л.—М., Госгеолиздат, 1940. 87 с.
27. *Зайцев И. К.* Некоторые вопросы терминологии и классификации подземных вод. — Труды ВСЕГЕИ, 1961, вып. 46, с. 111—160.
28. *Зайцев И. К.* О методах составления обзорных гидрогеологических карт. — Труды ВСЕГЕИ, 1961, т. 61, с. 7—48.
29. *Зайцев И. К., Толстихин Н. И.* Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР. — Труды ВСЕГЕИ, 1963, т. 101, с. 5—35.
30. *Игнатович Н. К.* Зональность, формирование и деятельность подземных вод в связи с развитием геоструктуры. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М., Гостоптехиздат, 1950, с. 6—22.
31. *Ильин В. С.* Зональность грунтовых вод европейской части СССР. М., Сельхозиздат, 1935.
32. *Каменский Г. И.* Поиски и разведка подземных вод. Госгеолиздат, 1947. 313 с.
33. *Каменский Г. И.* Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. — Труды Лаб. гидрогеол. пробл., 1949, т. 6, с. 5—21.
34. *Каменский Г. Н.* Гидрогеохимическая зональность в распределении подземных вод. — Труды МГРИ, 1954, т. 26, с. 65—75.
35. *Каменский Г. Н.* Подразделения и формулы химического состава вод (гидрохимические типы вод). — Труды Лаб. гидрогеол. проблем, 1958, т. 16, с. 285—287.
36. *Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И.* Гидрогеология СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959. 365 с.
37. *Капченко Л. Н.* Связь нефти, рассолов и соли в земной коре. Л., Недра, 1974. 184 с.
38. *Карцев А. А.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Гостоптехиздат, 1963. 352 с.
39. *Карцев А. А.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Изд. 2-е. М., Недра, 1972. 280 с.

40. *Карцев А. А., Вагин С. Б., Басков Е. А.* Палеогидрогеология. М., Недра, 1969. 149 с.
41. *Кац Д. М.* Гидрогеология. М., Колос, 1969. 319 с.
42. *Кейльгак К.* Подземные воды. Пер. под ред. проф. Н. Н. Славянова, Л.—М., ОНТИ, 1935. 494 с.
43. *Киссин И. Г.* Вода под землей. М., Наука, 1976. 224 с.
44. *Киссин И. Г.* Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М., Наука, 1967. 134 с.
45. *Климентов П. П.* Гидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1955. 312 с.
46. *Климентов П. П.* Общая гидрогеология. Изд. 3-е. М., Высшая школа, 1971. 224 с.
47. *Климентов П. П., Богданов Г. Я.* Общая гидрогеология. М., Недра, 1977. 357 с.
48. *Ковалевский В. С.* Многолетние колебания уровней подземных вод и подземного стока. М., Наука, 1976. 270 с.
49. *Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. М.* Естественный режим подземных вод и его закономерности. М., Госгеолтехиздат, 1963. 231 с.
50. *Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. С.* Некоторые региональные закономерности режима грунтовых вод СССР. — Сов. геология, 1964, № 9, с. 121—125.
51. *Короткевич Г. В.* Соляной карст. Л., Недра, 1970. 256 с.
52. *Кудельский А. В.* Гидрогеология и гидрогеохимия иода. Минск, Наука и техника, 1976. 214 с.
53. *Кунин В. Н.* Местные воды пустыни и вопросы их использования. М., Изд-во АН СССР, 1959. 283 с.
54. *Кунин В. Н., Лещинский Г. Г.* Временный поверхностный сток и искусственное формирование грунтовых вод в пустыне. М., Изд-во АН СССР, 1960, 157 с.
55. *Кунин В. Н.* и др. Линзы пресных вод пустыни. М., Изд-во АН СССР, 1963. 386 с.
56. *Ланге О. К.* О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. — В кн.: Очерки по региональной гидрогеологии СССР. М., 1947, с. 3—29.
57. *Ланге О. К.* О некоторых вопросах гидрогеологии на современном этапе ее развития. — Труды Лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР, 1950, т. 9, с. 18—27.
58. *Ланге О. К.* Подземные воды СССР. Ч. 1—2. М., Изд-во МГУ. Ч. 1, 1959. 270 с.; ч. 2, 1963. 284 с.
59. *Ланге О. К.* Гидрогеология. Изд. 2-е. М., Высшая школа, 1969. 365 с.
60. *Лебедев А. В.* Методы изучения баланса грунтовых вод. Изд. 2-е. М., Недра, 1976. 223 с.
61. *Личков Б. Л.* Основные черты классификации подземных вод. — В кн.: Исследования подземных вод СССР. Вып. 2. Л., 1933, с. 7—25.
62. *Личков Б. Л.* Формирование подземных вод и единство природных вод. — Труды Лаб. гидрогеол. проблем, 1958, т. 16, с. 27—33.
63. *Личков Б. Л.* Природные воды Земли и литосферы. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960. 163 с.
64. *Ломтадзе В. Д.* Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Л., Недра, 1977. 479 с.
65. *Маккавеев А. А.* Руководство по гидрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям в связи с осушением болот. М., Недра, 1967. 246 с.
66. *Маккавеев А. А.* Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. Изд. 2-е. М., Недра, 1971. 216 с.
67. *Максимович Г. А.* Зональность почвенных, грунтовых, речных и озерных вод и гидродинамические зоны. — Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 5, с. 831—834.
68. *Максимович Г. А.* Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. — Докл. АН СССР, 1957, т. 112, № 3, с. 501—504.
69. *Методические* рекомендации по изучению режима поверхностных и подземных вод в карстовых районах. Под ред. А. А. Соколова. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 149 с.

70. *Мейнцер О. Э.* Учение о подземных водах. Пер. с англ. Ред. М. М. Василевский и др. М., ОНТИ, 1935. 240 с.

71. *Минкин Е. Л.* Гидрогеологические расчеты для выделения зон санитарной охраны водозаборов подземных вод. М., Недра, 1967. 123 с.

72. *Мухин Ю. В.* Процессы уплотнения глинистых осадков. М., Недра, 1965. 200 с.

73. *Овчинников А. М.* Общая гидрогеология. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1955. 382 с.

74. *Овчинников А. М.* Основные принципы гидрогеологического районирования. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., 1960, с. 107—110.

75. *Овчинников А. М.* Водонапорные системы земной коры. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1961, № 8, с. 85—90.

76. *Овчинников А. М.* О типах артезианских бассейнов. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М., Изд-во МГУ, 1962, с. 65—70.

77. *Огильви Н. А., Чубаров В. Н.* Оценка современного питания грунтовых вод в пустынях. — В кн.: Проблемы комплексного изучения засушливых зон СССР. М., 1963, с. 151—158.

78. *Основные* типы гидрогеологических структур СССР. Под ред. И. К. Зайцева. Л., 1974. 92 с.

79. *Отоцкий П. В.* Режим грунтовых вод. — Почвоведение, 1915, № 3, с. 25—50; 1916, № 3—4, с. 1—47.

80. *Пиннекер Е. В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., Наука, 1966. 317 с.

81. *Пиннекер Е. В.* Проблемы региональной гидрогеологии. М., Наука, 1977. 196 с.

82. *Питьева К. Е.* Гидрогеохимия. М., Изд-во МГУ, 1978. 328 с.

83. *Плотников Н. И.* Водоснабжение горнорудных предприятий. М., Госгортехиздат, 1959. 528 с.

84. *Плотников Н. И.* Подземные воды—наше богатство. М., Недра, 1976. 208 с.

85. *Плотников Н. И., Сыроватко М. В., Щеголев Д. И.* Подземные воды рудных месторождений. М., Металлургиздат, 1957. 614 с.

86. *Подземные* воды Казахстана и перспективы их использования. Под ред. У. М. Ахмедсафина. Алма-Ата, Наука, 1978. 150 с.

87. *Посохов Е. В.* Формирование химического состава подземных вод (основные факторы). Изд. 2-е. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 332 с.

88. *Принц Е.* Гидрогеология. Т. 1. Источники, грунтовые воды, подземные водотоки и каптажи грунтовых вод. Пер. с нем. Ред. Г. Н. Каменский, А. Н. Семихатов. М.—Л., Сельколхозгиз, 1932. 381 с.

89. *Проектирование* водозаборов подземных вод. Под ред. Ф. М. Бочевера. М., Стройиздат, 1976. 292 с.

90. *Радионов Н. В.* Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. М., Госгеолтехиздат, 1958. 183 с.

91. *Р. де Уист.* Гидрогеология с основами гидрологии суши. Т. 1. М., Мир, 1969. 311 с.

92. *Саваренский Ф. П.* Гидрогеология. Изд. 2-е. М—Л., ОНТИ, 1935. 334 с.

93. *Саваренский Ф. П.* Гидрогеология. М.—Л., ГОНТИ, 1939. 210 с.

94. *Самарина В. С.* Формирование химического состава подземных вод (на примере Прикаспийской низменности), Л., Изд-во ЛГУ, 1963. 115 с.

95. *Седенко М. В.* Геология, гидрогеология и инженерная геология. Изд. 2-е. Минск, Высшая школа, 1975. 384 с.

96. *Семихатов А. Н.* Гидрогеология. М., Сельхозгиз, 1954. 325 с.

97. *Соколов Д. С.* Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.

98. *Справочное* руководство гидрогеолога. Под ред. В. М. Максимова. Л., Гостоптехиздат, 1959. 836 с.

99. *Справочное* руководство гидрогеолога. Изд. 2-е. Под ред. В. М. Максимова. Л., Недра, 1967. т. 1. 592 с.; т. 2. 360 с.

100. *Сулин В. Я.* Гидрогеология нефтяных месторождений. М., Гостоптехиздат, 1948. 479 с.

101. *Сухарев Г. М.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Недра, 1971. 304 с.
102. *Тарасов В. М.* О пресных водах в Юго-Восточных Каракумах. — Зап. ЛГИ, 1962, т. 44, вып. 2, с. 46—50.
103. *Типы* карста в СССР. М., Наука, 1965. 137 с.
104. *Ткаченко К. Д.* Баланс влаги в зоне аэрации. Киев, Наукова думка, 1965. 144 с.
105. *Токарев А. Н., Щербаков А. В.* Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956. 263 с.
106. *Толстихин Н. И.* Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М.—Л., Госгеолиздат, 1941. 203 с.
107. *Толстой М. П., Малыгин В. А.* Основы геологии и гидрогеологии М., Недра, 1976. 279 с.
108. *Троянский С. В., Белицкий А. С., Чекин А. И.* Общая и горнорудничная гидрогеология. М., Госгортехиздат, 1960. 391 с.
109. *Тхостов Б. А.* Начальные пластовые давления и геогидродинамические системы. М., Недра, 1966. 268 с.
110. *Федорова Т. К.* Закономерности формирования химического состава линз пресных вод пустынь. М., Недра, 1973. 128 с.
111. *Филатов К. В.* Основные закономерности формирования химического состава подземных вод и поисковые признаки нефтегазоносности. М., Недра, 1976. 304 с.
112. *Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю.* Формирование и геологическая роль подземных вод. Л., Изд-во ЛГУ, 1968. 216 с.
113. *Чикишев А. Г.* Методы изучения карста. М., Изд-во МГУ, 1973. 91 с.
114. *Чубаров В. Н.* Питание грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации. М., Недра, 1972. 134 с.
115. *Шагоянц С. А.* Подземные воды центральной и восточной частей Северного Кавказа и условия их формирования. М., Госгеолтехиздат, 1959. 306 с.
116. *Шевченко Н. Г.* О пресных водах Западных Каракумов. — Труды Ин-та геологии АН ТуркмССР, 1956, т. 1, с. 313—316.
117. *Якушева О. Ф.* Карст и его практическое значение. М., Географгиз, 1950. 68 с.
118. *Palmer Ch.* The geochemical interpretation of water analyses. — U. S. Geol. Survey. Bull., 1911, № 479. 31 p.

К ГЛАВЕ VI

1. *Алексеев В. Р., Савко Н. Ф.* Теория наледных процессов. М., Наука, 1975. 203 с.
2. *Баранов И. Я.* Принципы геокриологического (мерзлотного) районирования области многолетнемерзлых горных пород. М., Наука, 1965. 146 с.
3. *Басков Е. А., Зайцев И. К.* Основные черты гидрогеологии Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Л., ВСЕГЕИ, 1963, с. 148—151.
4. *Вельмина Н. А.* Особенности гидрогеологии мерзлой зоны литосферы. М., Недра, 1970. 328 с.
5. *Втюрин Б. И.* Подземные льды СССР. М., Наука, 1975. 211 с.
6. *Втюрина Е. А.* Криогенное строение пород сезонно-протаивающего слоя. М., Наука, 1974. 126 с.
7. *Втюрина Е. А., Втюрин Б. И.* Льдообразование в горных породах. М., Наука, 1970. 278 с.
8. *Геокриологические* и гидрогеологические исследования Якутии. Отв. ред. Н. П. Анисимова, Е. Г. Катасонов. Якутск, Якут. кн. изд-во, 1978. 187 с.
9. *Гидрогеология СССР.* Т. 20. Якутская АССР. Под ред. А. И. Ефимова и И. К. Зайцева. М., Недра, 1970. 383 с.
10. *Гидрогеология СССР.* Т. 26. Северо-Восток СССР. Ред. О. Н. Толстихин. М., Недра, 1972. 297 с.

11. *Губкин Н. В.* Подземные воды бассейна верхнего течения реки Колымы. М., Изд-во АН СССР, 1952. 132 с.

12. *Ефимов А. И.* Некоторые особенности формирования подземных вод в пределах Южной и Центральной Якутии. — В кн.: Материалы по общему мерзлотоведению. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 128—137.

13. *Калабин А. И.* Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР. Магадан, 1960. 470 с. (Тр. ВНИИ-1, т. 18, вып. 20).

14. *Качурин С. П.* Термокарст на территории СССР. М., Изд-во АН СССР, 1961. 90 с.

15. *Косолапов А. И.* Геохимические исследования природных вод и газов Западной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1963. 207 с.

16. *Кудрявцев В. А., Гарагуля Л. С., Кондратьева К. А., Меламед В. Г.* Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М., Изд-во МГУ, 1974. 430 с.

17. *Львов А. В.* Поиски и испытания водоисточников водоснабжения на западной части Амурской железной дороги в условиях «вечной» мерзлоты почвы (летний и зимний режим рек, грунтовых вод и условия питания глубоких водоносных толщ в районах сплошного распространения «вечной» мерзлоты). Иркутск, 1916. 881 с.

18. *Максимов В. М.* Классификация подземных вод Якутского артезианского бассейна. — Зап. ЛГИ, 1962, т. 44, вып. 2, с. 21—28.

19. *Материалы VIII* Всесоюзного междуведомственного совещания по геокриологии (мерзлотоведению). Вып. 1—8. Якутск, Якут. кн. изд-во, 1966—1967.

20. *Мельников П. И.* О закономерностях распространения и развития мерзлых почв и горных пород в бассейне р. Лены. — В кн.: Материалы по общему мерзлотоведению. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 91—102.

21. *Мельников П. И., Толстихин Н. И.* и др. Общее мерзлотоведение. Новосибирск, Наука, 1974. 291 с.

22. *Мельников П. И.* Основные итоги исследований в области мерзлотоведения за период 1963—1973 гг. и перспективы его развития. — В кн.: Международная конференция по мерзлотоведению. Вып. 8. Якутск, Якут. кн. изд-во, 1975, с. 15—31.

23. *Мерзлотные* исследования. Вып. 1—17. М., Изд-во МГУ, 1961—1978.

24. *Наледи* Сибири. М., Наука, 1969. 207 с.

25. *Некрасов И. А.* Талики речных долин и закономерности их распространения (на примере бассейна р. Анадырь). М., Наука, 1967. 138 с.

26. *Общее* мерзлотоведение (геокриология). Под ред. В. А. Кудрявцева. Изд. 2-е. М., Изд-во МГУ, 1978. 464 с.

27. *Основы* геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 1. Под ред. П. Ф. Швецова, Б. Н. Достовалова. М., Изд-во АН СССР, 1959. 459 с.

28. *Основы* геокриологии (мерзлотоведения). Ч. 2. Под ред. Н. И. Салтыкова. М., Изд-во АН СССР, 1959. 365 с.

29. *Петров В. Г.* Наледи на Амурско-Якутской магистрали. Л., Изд-во АН СССР, 1930. 177 с.

30. *Подземные* воды Якутии как источник водоснабжения. Под ред. Е. А. Баскова, О. Н. Толстихина. М., Наука, 1967. 110 с.

31. *Подземный* лед. Под ред. А. И. Попова. М., Изд-во МГУ, 1965. 215 с.

32. *Подземный* сток на территории СССР. Под ред. Б. И. Куделина. М., Изд-во МГУ, 1966. 303 с.

33. *Подъяконов С. А.* Наледи Восточной Сибири и причины их возникновения. — Изв. Рос. геогр. о-ва, 1903, т. 39, вып. 4, с. 305—337.

34. *Полевые* геокриологические исследования. М., Изд-во АН СССР, 1961. 423 с.

35. *Пономарев В. М.* Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960. 198 с.

36. *Попов А. И.* Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., Изд-во МГУ, 1967. 304 с.

37. *Рекомендации* по борьбе с наледями. М., Госстройиздат, 1962. 42 с.

38. *Рекомендации* по методике изучения подземных льдов и криогенного строения многолетнемерзлых грунтов. М., 1969. 50 с.

39. *Романовский Н. Н.* Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск, Наука, 1977. 215 с.

40. *Савельев Б. А.* Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. М., Изд-во МГУ, 1971. 506 с.

41. *Симаков А. С.* Некоторые данные о наледях Колымо-Индигирского края. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 6. Магадан, Магадан. кн. изд-во, 1949, с. 66—80.

42. *Соколов Б. Л.* Наледи и речной сток. Л., Гидрометеоиздат, 1975. 190 с.

43. *Сумгин М. И.* Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. Изд. 2-е. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937. 379 с.

44. *Сумгин М. И., Качурин С. П., Толстихин Н. И.* и др. Общее мерзлотоведение. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940. 340 с.

45. *Толстихин Н. И.* Подземные воды мерзлой зоны литосферы. Л., Госгеолиздат, 1941. 201 с.

46. *Толстихин Н. И.* Гидрогеология Средней Сибири. — В кн.: Материалы комиссии по изучению подземных вод Сибири и Дальнего Востока. Вып. 2. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962, с. 72—81.

47. *Толстихин Н. И.* Принципы структурно-гидрогеологического районирования территории Сибири. Там же, с. 2—9.

48. *Толстихин Н. И., Вельмина Н. А., Ефимов А. И.* Гидрогеология области многолетнемерзлых пород Советского Союза. — В кн.: Доклады на Международной конференции по мерзлотоведению. М., 1963, с. 158—166.

49. *Толстихин О. Н.* Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1974. 163 с.

50. *Доклады* и сообщения 2-й Международной конференции по мерзлотоведению. Якутск, Якут. кн. изд-во, вып. 1—8, 1973—1975.

51. *Тютюнов И. А.* Процессы изменения и преобразования почв и горных пород при отрицательной температуре. М., Изд-во АН СССР, 1960. 141 с.

52. *Фотиев С. М.* Гидрогеологические особенности криогенной зоны СССР. М., Наука, 1977. 236 с.

53. *Чекотилло А. М., Цвид А. А., Макаров В. Н.* Наледи на территории СССР и борьба с ними. Благовещенск, 1960. 207 с.

54. *Цытович Н. А.* Механика мерзлых грунтов. М., Высшая школа, 1973. 445 с.

55. *Швецов П. Ф., Седов В. П.* Гигантские наледи и подземные воды хребта Тас-Хаяхтах. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941. 81 с.

56. *Швецов П. Ф.* Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1960.

57. *Швецов П. Ф.* Мерзлые слои земные. М., Изд-во АН СССР, 1963. 100 с.

58. *Швецов П. Ф.* Закономерности гидрогеотермических процессов на Крайнем Севере и Северо-Востоке СССР. М., Наука, 1968. 111 с.

59. *Шумский П. А.* Основы структурного ледоведения. М., Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.

60. *Южная* Якутия. Мерзлотно-гидрогеологические и инженерно-геологические условия Алданского горнопромышленного района. Под ред. В. А. Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1975. 444 с.

К ГЛАВЕ VII

1. *Альтовский М. Е.* Классификация родников. — Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та гидрогеологии и инж. геологии, 1961, вып. 19, с. 49—53.

2. *Анисимова Н. П.* К вопросу о формировании химического состава воды некоторых постоянно действующих источников Центральной Якутии. — Труды Сев.-Вост. отд. Ин-та мерзлотоведения АН СССР, 1960, вып. 2, с. 50—59.

3. *Богомолов Г. В.* Гидрогеология с основами инженерной геологии. М., Высшая школа, 1975. 319 с.

4. *Ефимов А. И.* Незамерзающий пресный источник Улахан-Тарын в Центральной Якутии. — В кн.: Исследование вечной мерзлоты в Якутской республике. Вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 60—105.

5. *Калабин А. И.* Источники и наледи подземных вод на Северо-Востоке СССР. — Труды ВНИИ-1 (Магадан), 1957, вып. 7, с. 10—32.

6. *Кейльгак К.* Подземные воды. Пер. под ред. проф. Н. И. Славянова. М.—Л., ОНТИ, 1935. 494 с.
7. *Ланге О. К.* Гидрогеология. М., Высшая школа, 1969. 365 с.
8. *Максимов В. М.* Источники окрестностей г. Якутска. — Зап. ЛГИ, 1941, т. 14. с. 29—40.
9. *Маринов Н. А., Толстихин Н. И.* Мощные карстовые источники Евразии. — В кн.: Горно-геологическое значение карста на Ленингр. месторождении горючих сланцев. Л., Изд-во ЛГУ, 1973, с. 3—15.
10. *Овчинников А. М.* О новой классификации источников. М., БМОИП, 1950, отд. геол., т. 25, вып. 6, с. 59—67.
11. *Овчинников А. М.* Общая гидрогеология. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1955. 382 с.
12. *Принц Е., Кампе Р.* Гидрогеология. Т. 2. Источники. (Пресные и минеральные источники). Пер. с нем. Ред. А. Н. Семихатова, О. И. Казаринов. М., Сельхозгиз, 1937. 312 с.
13. *Региональные* и тематические геокриологические исследования. Отв. ред. В. С. Якупов, И. В. Климовский. Новосибирск, Наука, 1975. 155 с.
14. *Саваренский Ф. П.* Гидрогеология. Изд. 2-е. М.—Л., ОНТИ, 1935. 334 с.
15. *Справочник* гидрогеолога. Под ред. М. Е. Альтовского. М., Госгеолтехиздат, 1962. 616 с.
16. *Справочное* руководство гидрогеолога. Изд. 2-е, т. 1. Под ред. В. М. Максимова. Л., Недра, 1967. 592 с.
17. *Толстихин Н. И.* Подземные воды мерзлой зоны литосферы. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1941. 203 с.
18. *Устинова Т. И.* Камчатские гейзеры. М., Географгиз, 1955. 120 с.
19. *Швецов П. Ф., Седов В. П.* Гигантские наледи и подземные воды хребта Тас-Хаятах. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941. 82 с.

К ГЛАВЕ VIII

1. *Алёкин О. А.* Основы гидрохимии. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 443 с.
2. *Александров В. А.* Классификация минеральных вод. — В кн.: Основы курортологии. Т. 1. Госмедиздат, 1932, с. 133—137.
3. *Бабинец А. Е., Гордиенко Е. Е., Денисова В. Р.* Лечебные минеральные воды и курорты Украины. Киев, Изд-во АН СССР, 1963. 164 с.
4. *Бродский А. А.* Один из методов графической обработки результатов химических анализов подземных вод. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инж. геологии. М., 1953, с. 82—113.
5. *Бунеев А. Н.* Основы гидрохимии минеральных вод осадочных отложений. М., Медгиз, 1956. 228 с.
6. *Валяшко М. Г.* Закономерности формирования месторождений солей. М., Изд-во МГУ, 1962. 396 с.
7. *Вартанян Г. С., Яроцкий Л. А.* Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений минеральных вод. М., Недра, 1972. 126 с.
8. *Вартанян Г. С.* Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. М., Недра, 1977. 282 с.
9. *Воды* минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые. ГОСТ 13273—73, М., Изд-во стандартов, 1973. 34 с.
10. *Вопросы* формирования и распространения минеральных вод СССР. — В кн.: Труды Совещания курортных ин-тов по гидрогеологии минеральных вод. Ред. В. В. Иванов и др., 1960. 400 с.
11. *Врублевский М. И.* Минеральные воды Центрального Кавказа. Л., Изд-во ЛГУ, 1962. 252 с.
12. *Гидрогеология* соляных месторождений и минеральные воды. Л., Недра, 1964. 292 с. (Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 46).
13. *Дзенс-Литовский А. И.* Соляные озера СССР и их минеральные богатства. Л., Недра, 1968. 118 с.
14. *Зайцев И. К., Толстихин Н. И.* Закономерности распространения и формирования минеральных подземных вод. М., Недра, 1972. 280 с.
15. *Закономерности* формирования и распространения минеральных вод СССР. М., Наука, 1975. 210 с.

16. *Иванов В. В.* О критериях оценки и обозначении минеральных вод. — В кн.: Вопросы изучения курортных ресурсов СССР. М., 1955, с. 40—53.
17. *Иванов В. В.* Основные генетические типы термальных вод и их распространение в СССР. Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 21—32.
18. *Иванов В. В.* Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. — Труды Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 53—68.
19. *Иванов В. В.* Развитие гидрогеологии минеральных вод в СССР. — Труды ЦНИИ курортологии и физиотерапии, 1975, 29, с. 73—76.
20. *Иванов В. В., Малахов А. М.* Генетическая классификация лечебных грязей (пелоидов) СССР. — В кн.: Материалы по изучению лечебных грязей, грязевых озер и месторождений. М., Недра, 1963, с. 9—26.
21. *Иванов В. В., Невраев Г. А.* Классификация подземных минеральных вод. М., Недра, 1964. 167 с.
22. *Иванов В. В., Овчинников А. М., Яроцкий Л. А.* Карта подземных минеральных вод СССР масштаба 1 : 75 000 000. Госгеолтехиздат, 1960. 2 л.
23. *Карта* лечебных грязей СССР. Под ред. В. В. Иванова, Г. А. Невраева, М. М. Фомичева. Масштаб 1 : 8 000 000. М., 1969. 1 л.
24. *Краткая* пояснительная записка к схематической карте природных минеральных вод СССР. Масштаб 1 : 10 000 000/А. И. Дзенс-Литовский, Н. И. Толстихин. Под ред. М. М. Васильевского. М.—Л., Госгеолиздат, 1946. 28 с.
25. *Куканов В. М.* Процессы формирования сероводородных вод типа Мацесты. М., Наука, 1968. 166 с.
26. *Курлов М. Г.* Классификация сибирских целебных минеральных вод. Изд. 2-е, доп. и перераб. Томск, 1928, 73 с. (Физ.-терап. ин-т).
27. *Ломоносов И. С., Лысак С. В., Пиннекер Е. В.* Минеральные воды Сибирской платформы. — В кн.: Подземные воды Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1971, с. 135—167.
28. *Макаренко Ф. А.* Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. 2. М., 1961, с. 3—20.
29. *Материалы* по изучению лечебных грязей, грязевых озер и месторождений. М., Недра, 1963, 227 с. (Тр. ЦНИИ курортол. и физиотерапии).
30. *Минеральные* воды южной части Восточной Сибири. Т. 1—2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961—1962. Т. 1. Под ред. В. Г. Ткачук и Н. И. Толстихина, 1961. 346 с.; т. 2. Под общ. ред. Н. А. Власова и др. 1962. 200 с.
31. *Минеральные* воды Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1963. 151 с.
32. *Маринов Н. А., Пасека И. П.* Трускавецкие минеральные воды. М., Недра, 1975. 320 с.
33. *Михеева Л. С., Требухов Я. А.* Рекомендации по изучению месторождений лечебных грязей. Под ред. В. В. Иванова. М., 1975. 99 с.
34. *Овчинников А. М.* Общая гидрогеология. Изд. 2-е. М., 1955. 382 с.
35. *Овчинников А. М.* Минеральные воды. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1963. 375 с.
36. *Посохов Е. В.* Происхождение содовых вод в природе. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 153 с.
37. *Посохов Е. В.* Сульфатные воды в природе. Л., Гидрометеоиздат, 1972. 166 с.
38. *Посохов Е. В., Толстихин Н. И.* Минеральные воды (лечебные, промышленные, энергетические). Л., Недра, 1977. 240 с.
39. *Сергеев М. В.* Минеральные воды, закрепление их выхода на поверхности (каптаж), минеральные грязи. М., Госмедиздат, 1931. 272 с.
40. *Учителева Л. Г.* Минеральные воды Западно-Сибирского артезианского бассейна. М., Недра, 1974. 168 с.
41. *Швец В. М.* Органические вещества подземных вод. М., 1973. 192 с.
42. *Щукарев С. А.* Современное представление о составе и строении воды. — Изв. ГГИ, 1934, № 64, с. 6—23.
43. *Яроцкий Л. А.* Основные закономерности образования сероводородных вод. — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., 1960, с. 141—168.

1. *Басков Е. А., Сурков С. Н.* Гидротермы тихоокеанского сегмента Земли. М., Недра, 1975. 171 с.

2. *Бедер Б. А.* Артезианские, минеральные и термальные воды Узбекистана. Ташкент, Узбекистан, 1973. 39 с.

3. *Богомолов Г. В., Плотников Г. Н., Титова Е. А.* Кремнезем в термальных и холодных водах. М., Наука, 1971. 112 с.

4. *Богородицкий К. Ф.* Высокотемпературные воды СССР. М., Наука, 1968. 167 с.

5. *Дворов В. И.* Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М., Наука, 1975. 180 с.

6. *Иванов В. В.* Основные генетические типы термальных вод и их распространение в СССР. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 2. М., Недра, 1961, с. 21—32.

7. *Иванов В. В.* Основные геохимические обстановки и процессы формирования гидротерм областей современного вулканизма. — В кн.: Химия земной коры, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1964, с. 240—259.

8. *Кононов В. Н.* Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М., Наука, 1965. 146 с.

9. *Лебедев Л. М.* Современные рудообразующие гидротермы. М., Недра, 1975. 212 с.

10. *Ломоносов И. С.* Геохимия формирования современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, Наука, 1974. 166 с.

11. *Лысак С. В.* Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., Наука, 1968. 120 с.

12. *Любимова Е. А.* Термика Земли и Луны. М., Наука, 1968. 279 с.

13. *Маврицкий Б. Ф.* Классификация подземных вод по температурному признаку. — Труды ВСЕГИНГЕО, 1964, № 9, с. 198—205.

14. *Маврицкий Б. Ф., Антоненко Г. К.* Опыт исследования, разведки и использования в практических целях термальных вод в СССР и за рубежом. М., Недра, 1967. 178 с.

15. *Маврицкий Б. Ф.* Термальные воды складчатых и платформенных областей СССР. М., Наука, 1971. 241 с.

16. *Маврицкий Б. Ф.* Ресурсы термальных вод СССР. М., Недра, 1975. 152 с.

17. *Макаренко Ф. А.* Термальные воды СССР как источник тепловой энергии. — В кн.: Проблемы гидрогеологии. М., 1960, с. 226—234.

18. *Макаренко Ф. А.* Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. Т. 2. М., Наука, 1961, с. 3—20.

19. *Макаренко Ф. А., Кононов В. И.* Гидротермальные районы СССР и перспективы их освоения. Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., Наука, 1973. 316 с.

20. *Макаренко Ф. А., Маврицкий Б. Ф.* Гидрогеотермическое картирование и его роль в изучении подземной гидросферы. — В кн.: Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры. М., Наука, 1964, с. 3—7.

21. *Паужетские* горячие воды на Камчатке. Ред. Б. И. Пийп. М., Наука, 1965. 208 с.

22. *Пантелеев И. Я., Сурков В. Н.* Минеральные источники и лечебная грязь района Кавказских Минеральных Вод. Пятигорск, 1960. 166 с.

23. *Региональная* геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., Наука, 1967. 316 с.

24. *Термальные* воды СССР и вопросы их тепло-энергетического использования. Отв. ред. Ф. А. Макаренко. М., Изд-во АН СССР, 1963. 292 с.

25. *Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. К.* Об эволюции зон плавления в термической истории Земли. — Докл. АН СССР. Сер. геофиз., 1969, № 2, с. 338—341.

26. *Фролов Н. М., Аверьев В. В., Духин И. Е.* Методические указания по изучению термальных вод в скважинах. М., Недра, 1964. 140 с.

27. *Фролов Н. М., Язвин Л. С.* Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов термальных вод. М., 1969. 176 с. (ВСЕГИНГЕО).
28. *Щербаков А. Б.* Геохимия термальных вод. М., Наука, 1968. 234 с.
29. *Щербаков А. В., Козлова Н. А., Смирнова Г. Н.* Газы термальных вод. М., Наука, 1974. 219 с.

К ГЛАВЕ X

1. *Боголюбов А. Н., Матвеева Э. С.* и др. Инструкция по методике и технике водно-гелиевой съемки. Л., НПО «Геофизика», 1975. 69 с.
2. *Евсеева Л. С., Перельман А. И.* Геохимия урана в зоне гипергенеза. М., Госатомиздат, 1962. 239 с.
3. *Иванов В. В., Невраев Г. А.* Классификация подземных минеральных вод. М., Недра, 1964. 168 с.
4. *Лопаткина А. П., Квашневская Н. В., Комаров В. С., Андреев А. Г.* Геохимическое изучение твердого и жидкого стока малых рек с целью мелкомасштабного прогнозирования. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, Наука, 1972, с. 279—286.
5. *Матвеева Э. С., Толстихин И. Н., Якуцени В. П.* Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза. — Геохимия, 1978, № 3, с. 307—317.
6. *Смирнов А. А., Щербаков А. В.* Методические указания по интерпретации и проверке радиогидрогеологических аномалий с целью поисков урановых месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1957. 35 с.
7. *Старик И. Е., Щепотьева Е. С.* Методы определения радиоактивности природных образований. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1964. 231 с.
8. *Токарев А. Н., Куцель Е. Н.* и др. Радиогидрогеологический метод поисков месторождений урана. М., Недра, 1975. 255 с.
9. *Токарев А. Н., Щербаков А. В.* Радиогидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1956. 263 с.
10. *Тугаринов А. И., Осипов Ю. Г.* О потоке гелия через гранитные массивы и зоны, вмещающие радиоактивные руды.— Геохимия, № 9, 1974, с. 1424—1430.
11. *Якуцени В. П.* Геология гелия. Л., Недра, 1968. 232 с.

К ГЛАВЕ XI

1. *Бондаренко С. С.* Методические указания по рациональной оценке прогнозных эксплуатационных запасов подземных промышленных вод. М., 1967. 120 с.
2. *Бондаренко С. С., Боревский Л. В., Ефремочкин Н. В.* Изыскание и оценка запасов промышленных подземных вод. М., Недра, 1971. 244 с.
3. *Бондаренко С. С., Плотников Н. А.* Принципы оценки эксплуатационных запасов подземных промышленных вод на месторождении и отдельном эксплуатационном участке. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М., Недра, 1971, с. 66—75.
4. *Бочевер Ф. М.* Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод. М., Недра, 1968. 325 с.
5. *Бочевер Ф. М., Язвин Л. С.* Неустановившееся напорно-безнапорное движение подземных вод к водозаборам. М., Госстройиздат, 1963, с. 124—137.
6. *Гидрогеология* соляных месторождений и минеральные воды. Л., Недра, 1964. 292 с. (Тр. ВНИИГ, вып. 44).
7. *Зайцев И. К., Толстихин Н. И.* Закономерности распространения и формирования минеральных (промышленных и лечебных) подземных вод на территории СССР. М., Недра, 1972. 279 с.
8. *Изыскания* и оценка запасов промышленных подземных вод (методическое пособие). М., Недра, 1971. 244 с.
9. *Кудельский А. В.* Гидрогеология и гидрогеохимия иода. Минск, Наука и техника, 1976. 214 с.
10. *Пиннекер Е. В.* Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., Наука, 1966. 332 с.
11. *Плотников Н. А.* Подземные иодо-бромные воды и их месторождения. — Труды МГРИ, 1958, т. 35, с. 17—40.

12. *Плотников Н. А.* Поиски и разведка пресных подземных вод для целей крупного водоснабжения. М., Изд-во МГУ, 1968. 470 с.
13. *Щербаков А. В.* Геохимия термальных вод. М., Наука, 1968. 234 с.
14. *Щербаков А. В., Дворов В. И.* О комплексном использовании солевого состава термальных вод Южно-Каспийского бассейна. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М., Наука, 1973, с. 278—281.

К ГЛАВЕ XII

1. *Барс Е. А., Коган С. С.* Органическое вещество подземных вод нефтегазоносных областей. М., Недра, 1965. 91 с.
2. *Богомолов Г. В., Мухин Ю. В.* Гидродинамика и геотермия нефтяных структур. Минск, Наука и техника, 1975, с. 3—96.
3. *Валуконис Г. Ю.* Генетические классификации гидрогеологических показателей нефтегазоносности. — В кн.: Разведка и разработка нефтяных и газовых месторождений. Львов, 1972, с. 14—17.
4. *Валуконис Г. Ю., Ходьков А. Е.* Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов. Л., Изд-во ЛГУ, 1973. 303 с.
5. *Гуревич А. Е., Капченко Л. Н., Кругликов Н. М.* Теоретические основы нефтяной гидрогеологии. Л., Недра, 1972. 269 с.
6. *Гуревич М. С.* Гидрохимические и гидрогеологические показатели нефтегазоносности. Л., Гостоптехиздат, 1961, с. 393—423. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 46).
7. *Гуцало Л. К.* О нефтегазопоисковом значении аммонийных аномалий в подземных водах Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Геология и геохимия горючих ископаемых. Киев, 1968, с. 36—39.
8. *Зорькин Л. М., Стадник Е. В., Сошников В. К., Юрин Г. А.* Гидрогеохимические показатели оценки перспектив нефтегазоносности локальных структур. М., Недра, 1974. 80 с.
9. *Ильина Е. В., Ходькова И. А.* Значение геотермических показателей для нефтепоисковой гидрогеологии. — В кн.: Нефтепоисковые гидрогеологические критерии. — Тр. ВНИГРИ, 1969, вып. 277, с. 48—69.
10. *Каретников Л. Г., Валуконис Г. Ю.* Критерии нефтегазоносности. Минск, Наука и техника, 1972. 280 с.
11. *Каретников Л. Г., Валуконис Г. Ю.* Некоторые аспекты механизма первичной миграции нефти.—В кн.: Вопросы нефтяной геологии и геофизики БССР. Минск, Изд-во БелНИГРИ, 1973, с. 228—234.
12. *Каретников Л. Г., Каратаев Г. И., Валуконис Г. Ю.* Количественные методы прогноза нефтегазоносности. Минск, Изд-во БелНИГРИ, 1976. 256 с.
13. *Карцев А. А.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., Недра, 1972. 280 с.
14. *Колодий В. В., Кудельский А. В.* Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин. Киев, Наукова думка, 1972. 200 с.
15. *Кудельский А. В.* Гидрогеология, гидрогеохимия иода. Минск, Наука и техника, 1976. 216 с.
16. *Могилевский Г. А.* Способ разведки нефтяных и газовых месторождений. Авт. свидетельство № 55154. (11977 от 10 ноября 1937). — Бюл. Бюро последующей регистрации изобретений Госплана при СНК СССР, 1939, № 6, с. 39.
17. *Могилевский Г. А.* и др. Закономерности в распределении микрофлоры по площади и разрезу. — В кн.: Основы прямых геохимических методов поисков нетяных и газовых месторождений. М., ОНТИ ВНИИЯГГ, 1967, с. 198—208.

К ГЛАВЕ XIII

1. *Агаджанов А. М., Максимов М. И.* Нефтепромысловая геология. М., Гостоптехиздат, 1958. 413 с.
2. *Аникиев К. А.* Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях. М., Недра, 1964. 168 с.
3. *Бека К., Высоцкий И. В.* Геология нефти и газа. Под ред. И. В. Высоцкого. М., Недра, 1976. 592 с.

4. *Василевский В. Н., Петров А. И.* Исследование нефтяных пластов и скважин. М., Недра, 1973. 344 с.
5. *Донцов К. М.* Разработка нефтяных месторождений. М., 1977. 360 с.
6. *Еременко Н. А.* Геология нефти и газа. М., Недра, 1968. 389 с.
7. *Жданов М. А.* Нефтегазопромысловая геология. М., Гостоптехиздат, 1962. 536 с.
8. *Жданов М. А.* Нефтегазопромысловая геология и подсчет запасов нефти и газа. М., Недра, 1970. 488 с.
9. *Жданов М. А., Гришин Ф. А., Гординский Е. В.* Основы промысловой геологии газа и нефти. М., Недра, 1966. 279 с.
10. *Жданов М. А., Гординский Е. В., Ованесов М. Г.* Основы промысловой геологии газа и нефти. М., Недра, 1975. 295 с.
11. *Жданов М. А., Карцев А. А.* Нефтепромысловая геология и гидрогеология. М., Гостоптехиздат, 1958. 472 с.
12. *Закиров С. Н., Лапук Б. Б.* Проектирование и разработка газовых месторождений. М., Недра, 1974. 376 с.
13. *Искендеров М. А.* Нефтепромысловая геология и разработка нефтяных и газовых месторождений. М., Недра, 1966. 419 с.
14. *Каменский Г. Н., Климентов П. П., Овчинников А. М.* Гидрогеология месторождений полезных ископаемых. Под ред. Г. Н. Каменского. М., Госгеолиздат, 1963. 355 с.
15. *Карцев А. А.* Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. Изд. 2-е. М., Недра, 1972. 280 с.
16. *Киссин И. Г.* Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М., Наука, 1967. 133 с.
17. *Климентов П. П., Кононов В. М.* Методика гидрогеологических исследований. М., Высшая школа, 1978, 408 с.
18. *Ковалев В. С.* Расчет процесса заводнения нефтяных залежей. М., Недра, 1970. 138 с.
19. *Коротаев Ю. П.* Эксплуатация газовых месторождений. М., Недра, 1975. 195 с.
20. *Леворсен А.* Геология нефти и газа. М., Мир, 1970. 638 с.
21. *Максимов В. П., Мусин М. Х., Толстиков Г. А.* и др. Использование глубинных вод для поддержания пластового давления в нефтяных залежах. М., Недра, 1971. 192 с.
22. *Максимов М. И.* Геологические основы разработки нефтяных месторождений. Изд. 2-е. М., Недра, 1975. 536 с.
23. *Мирчинк М. Ф., Максимов М. И.* Нефтепромысловая геология. М.—Л., Гостоптехиздат, 1952. 331 с.
24. *Никаноров А. М.* Методы нефтегазопромысловых гидрогеологических исследований. М., Недра, 1977. 256 с.
25. *Новосилецкий Р. М.* Аномально высокие пластовые давления в коллекторах Предкарпатья. — Нефтяная и газовая промышленность, 1961, № 1, с. 5—7.
26. *Ованесов М. Г., Ованесов Г. П., Калантаров А. П.* Спутник нефтегазопромыслового геолога. М., Недра, 1971. 336 с.
27. *Опалев А. Ф.* Поддержание пластового давления с использованием естественной энергии напорных вод. М., Недра, 1965. 171 с.
28. *Проектирование* разработки нефтяных месторождений. Под ред. А. П. Крылова. М., Гостоптехиздат, 1962. 430 с.
29. *Справочная* книга по добыче нефти. Под ред. Ш. К. Гиматудинова. М., Недра, 1974. 704 с.
30. *Справочник* по строительству на вечномерзлых грунтах. Под ред. Ю. Я. Велли, В. М. Докучаева, Н. Ф. Федорова. Л., Стройиздат, 1977. 552 с.
31. *Султанов С. А.* Контроль за заводнением нефтяных пластов. М., Недра, 1974. 224 с.
32. *Сухарев Г. М.* Основы нефтепромысловой гидрогеологии. М., Гостоптехиздат, 1956. 339 с.
33. *Тхостов Б. А.* Начальное пластовое давление и геогидродинамические системы. М., Недра, 1966. 268 с.

34. *Шугрин В. П.* Нефтегазопромысловая гидрогеология. М., Недра, 1973. 165 с.
35. *Fertl W. H.* Abnormal formation pressures — implications to exploration, drilling and production of oil and gas resources. — Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam — New-York. 385 p.

К ГЛАВЕ XIV

1. *Абдулвагабов А. И.* О законе движения жидкостей и газов в пористой среде. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1961, № 4, с. 83—89.
2. *Абрамов С. К., Бабушкин В. Д.* Методы расчета притока воды к буровым скважинам. М., Госстройиздат, 1955. 384 с.
3. *Аравин В. И., Нумеров С. Н.* Теория движения жидкостей и газов в недеформированной пористой среде. М., Гостехиздат, 1953. 616 с.
4. *Бабушкин В. Д., Глазунов И. С., Гольдберг В. М.* Основные принципы эксплуатации и оценки запасов крупных линз пресных вод. М., Госгеолиздат, 1962. 155 с.
5. *Бабушкин В. Д., Глазунов И. С., Гольдберг В. М.* Поиски, разведка, оценка запасов и эксплуатация линз пресных вод. М., Недра, 1969. 303 с.
6. *Бабушкин В. Д., Плотников Н. И., Чуйко В. М.* Методы изучения фильтрационных свойств неоднородных пород. М., Недра, 1974. 208 с.
7. *Бан А., Богомолова А. Ф., Максимов В. А.* Влияние свойств горных пород на движение в них жидкости. М., Гостоптехиздат, 1962. 275 с.
8. *Баренблатт Г. И., Желтов Ю. П.* Об основных уравнениях фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых породах. — Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 3, с. 545—548.
9. *Бондаренко Н. Ф., Нерпин С. В.* Соотношение между сдвиговой прочностью жидкостей в объеме и граничных слоях. — В кн.: Поверхностные силы в тонких пленках и дисперсных системах. М., Недра, 1972, с. 281—289.
10. *Борисов Ю. П.* Определение дебита скважин при совместной работе нескольких рядов скважин. — Труды МНИ, 1951, вып. 8, с. 170—184.
11. *Бочевер Ф. М.* Теория и практические методы гидрогеологических расчетов. М., Недра, 1968. 328 с.
12. *Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е., Лапшин Н. Н.* Методические рекомендации по прогнозу распространения промстоков в водоносных горизонтах. М., 1974. 126 с.
13. *Бочевер Ф. М., Язвин Л. С.* Неустановившееся напорно-безнапорное движение подземных вод к водозаборам. — Труды Лаб. инж. геологии ВОДГЕО, 1963, № 5, с. 124—137.
14. *Вартанян Г. С.* Вопросы изучения месторождений сильно газирующих минеральных вод. — В кн.: Вопросы изучения месторождений промышленных, термальных и минеральных вод и оценка их ресурсов. М., ВСЕГИНГЕО, 1973, с. 120—129.
15. *Вартанян Г. С., Яроцкий Л. А.* Поиски, разведка и оценка запасов месторождений минеральных вод. М., Недра, 1972. 128 с.
16. *Веригин Н. Н.* Гидродинамика закачки промышленных стоков в водоносные горизонты. М., Стройиздат, 1972, с. 169—183. (Тр. Лаб. инж. геологии, № 6).
17. *Веригин Н. Н., Шержуков Б. С.* Диффузия и массообмен при фильтрации жидкостей в пористых средах. — В кн.: Развитие исследований по теории фильтрации в СССР (1917—1967 гг.). М., Наука, 1969, с. 237—314.
18. *Вскрытие*, опробование и освоение водоносных горизонтов гидрогеологическими скважинами/Е. Н. Дрегалин, В. Г. Романов, В. И. Селиховский и др. М., Недра, 1975. 151 с.
19. *Глобус А. М.* Экспериментальная гидрофизика почв. Л., Гидрометеоиздат, 1969. 355 с.
20. *Гольдберг В. М.* Гидрогеологические прогнозы движения загрязненных подземных вод. М., Недра, 1973. 194 с.
21. *Гольдберг В. М.* Гидрогеологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах. М., Недра, 1976. 163 с.

22. *Грунтоведение*/Е. М. Сергеев, Г. А. Голодковская, Р. С. Зиангиров и др. Изд. 4-е. М., Изд-во МГУ, 1973. 387 с.
23. *Желтов Ю. П.* О движении однородной жидкости в деформируемых трещиноватых породах с чистой трещинной пористостью.—Прикладная математика и теоретическая физика, 1961, № 6, с. 187—189.
24. *Жернов И. Е., Шестаков В. М.* Моделирование фильтрации подземных вод. М., Недра, 1971. 224 с.
25. *Изотермическое* передвижение влаги в зоне аэрации. Пер. с англ. Под ред. С. Ф. Аверьянова. Л., Гидрометеоиздат, 1972. 167 с.
26. *Каменский Г. Н.* Основы динамики подземных вод. М., Госгеолиздат, 1943. 248 с.
27. *Колинз Р.* Течение жидкостей через пористые материалы. М., Мир, 1964. 350 с.
28. *Костюкович П. Н.* К определению начального градиента напора и водопроницаемости грунтов в приборах Дарси. Минск, 1978, с. 154—168.
29. *Кульчицкий Л. И.* Роль воды в формировании свойств глинистых пород. М., Недра, 1975. 212 с.
30. *Линзы* пресных вод пустыни. Под ред. В. Н. Кунина. М., Изд-во АН СССР, 1963. 379 с.
31. *Лыков А. В.* Теория теплопроводности. М., Высшая школа, 1967. 599 с.
32. *Маскет М.* Течение однородных жидкостей в пористой среде. Пер. с англ. М.—Л., Гостоптехиздат, 1949. 628 с.
33. *Методы* расчета влагопереноса в зоне аэрации. Минск, 1974. 83 с.
34. *Минкин Е. Л.* Гидрогеологические расчеты для выделения зон санитарной охраны водозаборов подземных вод. М., Недра, 1967. 110 с.
35. *Минкин Е. Л.* Исследования и прогнозные расчеты для охраны подземных вод. М., Недра, 1972. 108 с.
36. *Минский Е. М.* О турбулентной фильтрации в пористых средах. — Докл. АН СССР, 1951, т. 78, № 3, с. 409—412.
37. *Минский Е. М.* О притоке газа к забою несовершенной скважины при нелинейном законе сопротивления. — Труды ВНИИ, 1954, вып. 5, с. 3—16.
38. *Мироненко В. А., Шестаков В. М.* Основы гидрогеомеханики. М., Недра, 1974. 295 с.
39. *Мироненко В. А., Шестаков В. М.* Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. М., Недра, 1978. 325 с.
40. *Основы* гидрогеологических расчетов/Ф. М. Бочевер, И. В. Гармонов, А. В. Лебедев, В. М. Шестаков. М., Недра, 1969. 368 с.
41. *Осушение* выработок в неоднородных водоносных системах/В. Д. Бабушкин, А. Д. Бунтман, Л. И. Малышев и др. М., Недра, 1977. 230 с.
42. *Павловский Н. Н.* Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями и ее основные приложения. Собр. соч., т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956, с. 3—352.
43. *Полубаринова-Кочина П. Я.* Теория движения грунтовых вод. М., Наука, 1977. 664 с.
44. *Проектирование* водозаборов подземных вод. Под ред. Ф. М. Бочевера. М., Стройиздат, 1976. 290 с.
45. *Прогноз* водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах/В. Д. Бабушкин, З. П. Лебедянская, Б. В. Боревский, И. И. Плотников и др. М., Недра, 1972. 196 с.
46. *Пыхачев Г. Б., Исаев Р. Г.* Подземная гидравлика. М., Недра, 1972. 360 с.
47. *Развитие* исследований по теории фильтрации в СССР (1917—1967 гг.). Отв. ред. П. Я. Полубаринова-Кочина. М., Наука, 1969. 545 с.
48. *Рошаль А. А., Шестаков В. М.* О миграции подземных вод в слоистых пластах. — Труды ВСЕГИНГЕО, 1969, вып. 14, с. 43—55.
49. *Требин Г. Ф.* Экспериментальные исследования режимов течения жидкости и газа в пористой среде. — Труды ВНИИ, 1954, вып. 3, с. 85—106.
50. *Форхгеймер Ф.* Гидравлика. М.—Л., ОНТИ, 1935. 615 с.
51. *Чарный И. А.* Подземная гидрогазодинамика. М., Гостоптехиздат, 1963. 396 с.

52. *Чекалюк Э. Б.* Термодинамика нефтяного пласта. М., 1969. 238 с.
53. *Шестаков В. М.* Основы гидрогеологических расчетов при фильтрации из хранилищ промстоков. — Труды Лаб. водного хозяйства ВОДГЕО, 1961, № 3. 99 с.
54. *Шестаков В. М.* К теории фильтрации растворов в грунтах. — В кн.: Вопросы формирования химического состава подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1963, с. 192—213.
55. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1973. 327 с.
56. *Щелкачев В. Н.* Упругий режим пластовых водонапорных систем. М., Гостоптехиздат, 1948. 144 с.
57. *Щелкачев В. Н.* Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М., Гостоптехиздат, 1959. 467 с.
58. *Щелкачев В. Н., Лапук Б. Б.* Подземная гидравлика. М.—Л., Гостоптехиздат, 1949. 523 с.
59. *Эфрос Д. А.* Исследования фильтрации неоднородных систем. Л., Гостоптехиздат, 1963. 351 с.
60. *Wyckoff R. D., Botset H. G.* Flow of gas-liguid mixtures through sands. — Physica, 1936. 405 p.
61. *Werner Heeg.* Zur Einphasenströmung in klüftigen porösen stoffen. WEB. Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie. Leipzig, 1977. 118 S.

К ГЛАВЕ XV

1. *Бабушкин В. Д., Лебедянская З. П., Леви Л. З.* и др. Прогноз водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах. М., Недра, 1972. 196 с.
2. *Бабушкин В. Д., Плотников И. И., Чуйко В. М.* Методы изучения фильтрационных свойств неоднородных пород. М., Недра, 1974. 208 с.
3. *Бадов В. В.* Основные этапы развития и современные представления об инфильтрации из шурфов. — Сов. геология, 1975, № 4, с. 80—88.
4. *Бан А., Богомолова А. Ф., Максимов В. А.* и др. Влияние свойств горных пород на движение в них жидкости. М., Гостоптехиздат, 1962. 275 с.
5. *Баренблатт Г. И., Желтов Ю. П.* Об основных уравнениях фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых породах.—Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 3, с. 545—548.
6. *Барон В. А., Юсова Э. Н.* Рекомендации по проведению наливов в шурфы. — В кн.: Вопросы мелиоративной гидрогеологии орошаемых районов. М., ВСЕГИНГЕО, 1975, с. 58—69.
7. *Боревский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С.* Определение гидрогеологических параметров по данным откачек. М., Недра, 1973. 320 с.
8. *Боревский Б. В., Хордикайнен М. А., Язвин Л. С.* Разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений подземных вод в трещинно-карстовых пластах. М., Недра, 1976. 247 с.
9. *Бочевер Ф. М.* Теория и практические методы гидрогеологических расчетов. М., Недра, 1968. 328 с.
10. *Бочевер Ф. М., Лапшин Н. Н., Хохлатов Э. М.* Расчет притока подземных вод к скважинам в долинах рек. — Разведка и охрана недр, 1968, № 9, с. 44—49.
11. *Веригин Н. Н.* Методы определения фильтрационных свойств горных пород. М., Госстройиздат, 1962. 180 с.
12. *Григорьев В. М.* Расчет подрусловых инфильтрационных водозаборов. — Труды ВНИИ ВОДГЕО, 1966, вып. 13, с. 66—83.
13. *Зеегофер Ю. О., Шестаков В. М.* Методика обработки данных опытных откачек вблизи реки. — Разведка и охрана недр, 1968, № 9, с. 38—44.
14. *Керкис Е. Е.* Методы изучения фильтрационных свойств горных пород. Л., Недра, 1975. 231 с.
15. *Кульчицкий Л. И.* Роль воды в формировании свойств глинистых пород. М., Недра, 1975. 212 с.
16. *Методы* расчета притока воды к буровым скважинам /С. В. Абрамов, В. Д. Бабушкин и др. М., Стройиздат, 1955. 383 с.

17. *Минкин Е. Л.* Оценка производительности водозаборов подземных вод в долинах рек. — Разведка и охрана недр, 1972, № 6, с. 42—48.
17а. *Мироненко В. А., Шестаков В. М.* Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. М., Недра, 1978. 325 с.
18. *Опытно-фильтрационные* работы. Под ред. В. М. Шестакова и Д. Н. Башкатова. М., Недра, 1974. 203 с.
19. *Основы* гидрогеологических расчетов /Ф. М. Бочевер, И. В. Гармонов, А. В. Лебедев и др. М., Недра, 1969. 367 с.
20. *Осушение* выработок в неоднородных водоносных системах/В. Д. Бабушкин, А. Д. Бунтман, Л. И. Малышев, М. Ф. Хасин., М., Недра, 1977. 230 с.
21. *Развитие* исследований по теории фильтрации в СССР (1917—1967). Ред. П. Я. Полубаринова-Кочина. М., Наука, 1969. 545 с.
22. *Рошаль А. А., Шестаков В. М.* О миграции подземных вод в слоистых пластах. — Труды ВСЕГИНГЕО, 1969, вып. 14, с. 43—55.
23. *Рошаль А. А.* Осесимметричные задачи микродисперсии в пористых средах. — Прикладная механика и техническая физика, 1970, № 6, с. 72—78.
24. *Справочное* руководство гидрогеолога. Изд. 2-е, Т. 1. Л., 1967. 592 с
25. *Техника* проведения и методика обработки опытно-фильтрационных работ/Д. Н. Башкатов, И. Ф. Володько, М. М. Гершанович и др. — Труды ВСЕГИНГЕО, 1969, № 114. 184 с.
26. *Указания* по проектированию сооружений для забора подземных вод. СН-325-65. М., Госстройиздат, 1966. 86 с.
27. *Хантуш М. С.* Анализ данных опытных откачек из скважин в водоносных горизонтах с перетеканием. —В кн.: Вопросы гидрогеологических расчетов. М., Мир, 1964, с. 27—42.
28. *Хантуш М. С.* Новое в теории перетекания. — В кн.: Вопросы гидрогеологических расчетов. М., Мир, 1964, с. 43—60.
29. *Хасин М. Ф.* Фильтрационные расчеты завес в однородных пластах.— Труды Гидропроекта, 1974, № 43, с. 104—123.
30. *Чайлдс Э.* Физические основы гидрологии почв. Пер. с англ. Л., Гидрометеоиздат, 1973. 427 с.
31. *Чекалюк Э. Б.* Термодинамика нефтяного пласта. М., Недра, 1969. 238 с.
32. *Шестаков В. М.* Об определении гидрогеологических параметров по данным опытных откачек в условиях неустановившейся фильтрации. — Разведка и охрана недр, 1962, № 12, с. 37—42.
33. *Шестаков В. М.* К теории фильтрации растворов в грунтах. — В кн.: Вопросы формирования химического состава подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1963, с. 192—213.
34. *Шестаков В. М.* Оценка сопротивления ложа водоемов при гидрогеологических расчетах. — Разведка и охрана недр, 1964, № 5, с. 34—38.
35. *Юсова Э. Н.* Гидродинамический расчет фильтрации воды из шурфа. — В кн.: Вопросы мелиоративной гидрогеологии орошаемых районов. М., 1975, с. 53—58.
36. *Язвин Л. С.* Достоверность гидрогеологических прогнозов при оценке эксплуатационных запасов подземных вод. М., 1971. 168 с.

К ГЛАВЕ XVI

1. *Абрамов С. К., Бабушкин В. Д.* Методы расчета притока воды к буровым скважинам. М., Госстройиздат, 1955. 384 с.
2. *Анатольевский П. А., Разумов Г. А.* Горизонтальные водозаборные скважины. М., Недра, 1970. 200 с.
3. *Бабушкин В. Д., Глазунов И. С., Гольдберг В. М.* Поиски, разведка, оценка запасов и эксплуатация линз пресных вод. М., Недра, 1969. 303 с.
4. *Бабушкин В. Д., Плотников И. И., Чуйко В. М.* Методы изучения фильтрационных свойств неоднородных пород. М., Недра, 1974. 208 с.
5. *Белицкий А. С., Дубровский В. В.* Проектирование разведочно-эксплуатационных скважин для водоснабжения. Изд. 3-е. М., Недра, 1974. 256 с.
6. *Биндеман Н. Н., Язвин Л. С.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., Недра, 1970. 216 с.

7. *Борисов Ю. П., Пилатовский В. П., Табаков В. П.* Разведка нефтяных месторождений горизонтальными и многозабойными скважинами. М., Недра, 1964. 154 с.

8. *Бочевер Ф. М., Веригин Н. Н.* Методическое пособие по расчетам эксплуатационных запасов подземных вод для водоснабжения. М., Госстройиздат, 1961. 199 с.

9. *Бочевер Ф. М.* Гидрогеологические расчеты крупных водозаборов подземных вод и водопонизительных установок. М., Госстройиздат, 1963. 59 с.

10. *Бочевер Ф. М.* Теория и практические методы гидрогеологических расчетов. М., Недра, 1968. 328 с.

11. *Бочевер Ф. М., Лапшин Н. Н., Хохлатов Э. М.* Расчет притока подземных вод к скважинам в долинах рек с учетом зайленности и неоднородности русловых отложений. — Изв. АН СССР. Механика жидкости и газа, 1969, № 2, с. 174—177.

12. *Бочевер Ф. М., Лапшин Н. Н.* К вопросу о гидрогеологических расчетах водозаборных скважин в слоистых толщах. — Тр. ВОДГЕО, 1969, вып. 22, с. 26—35.

13. *Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е.* Гидрогеологическое обоснование защиты подземных вод и водозаборов от загрязнений. М., Недра, 1972. 128 с.

14. *Грикевич Э. А.* Влияние гидравлических сопротивлений скважины на приток воды. Рига, Зинатне, 1969. 245 с.

15. *Калабин А. И.* Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР. Магадан, 1960. 470 с. (Тр. ВНИИ-1, т. 18, вып. 20).

16. *Климентов П. П., Кононов В. М.* Методика гидрогеологических исследований. М., Высшая школа, 1978. 408 с.

17. *Лапшин Н. Н.* Оценка дополнительного питания водоносных пластов при эксплуатации водозаборов. — Разведка и охрана недр, 1971, № 4, с. 51—54.

18. *Маскет М.* Течение однородных жидкостей в пористой среде. Пер. с англ. М.—Л., Гостоптехиздат, 1949. 628 с.

19. *Минкин Е. Л.* Взаимосвязь подземных и поверхностных вод и ее значение при решении некоторых гидрогеологических и водохозяйственных задач. М., Стройиздат, 1973. 103 с.

20. *Общее* мерзлотоведение. Изд. 2-е. Под ред. В. А. Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1978. 464 с.

21 *Основы* гидрогеологических расчетов/Ф. М. Бочевер, И. В. Гармонов, А. В. Лебедев, В. М. Шестаков. М., Недра, 1969. 367 с.

22. *Основы* мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. В. А. Кудрявцева. М., Изд-во МГУ, 1974. 431 с.

23. *Осушение* выработок в неоднородных водоносных системах/В. Д. Бабушкин, А. Д. Бунтман, Л. И. Малышев, М. Ф. Хасин. М., Недра, 1977. 208 с.

24. *Плотников Н. И.* Поиски и разведка пресных подземных вод для целей крупного водоснабжения. Ч. 1, 2. М., Изд-во МГУ, 1965, 1968. 713 с.

25. *Плотников Н. И.* Эксплуатационная разведка подземных вод. М., Недра, 1973. 296 с.

26. *Подземные* воды Якутии как источник водоснабжения. Отв. ред. Е. А. Басков, О. Н. Толстихин. М., Наука, 1967. 111 с.

27. *Поиски* и разведка подземных вод для крупного водоснабжения. Коллектив авторов. М., Недра, 1969. 328 с.

28. *Проектирование* водозаборов подземных вод. Под ред. Ф. М. Бочевера. М., Стройиздат, 1976. 290 с.

29. *Разумов Г. А.* Лучевые водозаборы для водоснабжения городов и промышленности. М., Изд-во Минкоммунхоза РСФСР, 1962. 59 с.

30. *Разумов Г. А.* Подземная вода. Водозаборные сооружения, дренажи, ирригация. М., Наука, 1975. 148 с.

31. *Руководство* по проектированию сооружений для забора подземных вод. М., Стройиздат, 1978. 208 с.

32. *Солонин Б. Н.* Краткий справочник по проектированию и бурению скважин на воду. М., Недра, 1977. 62 с.

33. *Справочник* по специальным работам. Проектирование и сооружение скважин для водоснабжения. Изд. 2-е. М., Стройиздат, 1970. 200 с.

34. *Толстихин Н. И.* Подземные воды мерзлой зоны литосферы. Л., Госгеолиздат, 1941. 201 с.
35. *Указания* по проектированию сооружений для забора подземных вод. СН 325-65. М., Госстройиздат, 1966. 85 с.
36. *Хантуш М. С.* Анализ данных опытных откачек из скважин в водоносных горизонтах с перетеканием. — В кн.: Вопросы гидрогеологических расчетов. М., Мир, 1964, с. 27—42.
37. *Чарный И. А.* Основы подземной гидравлики. М., Гостоптехиздат, 1956. 260 с.
38. *Чарный И. А.* Подземная гидрогазодинамика. М., Гостоптехиздат, 1963. 396 с.
39. *Чарный И. А.* Фильтрация в пласте с непроницаемыми кровлей и подошвой, разделенном слабопроницаемой перемычкой. — Труды МИНХ и ГП им. Губкина, 1961, вып. 33, с. 122—130.
40. *Шестаков В. М.* Теоретические основы оценки подпора, водопонижения и дренажа. М., Изд-во МГУ, 1965. 233 с.
41. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1973. 327 с.
42. *Щелкачев В. Н.* Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М., Гостоптехиздат, 1959. 467 с.
43. *Щелкачев В. Н.* Упрощение расчетов притоков к круговой галерее в условиях упругого режима. — Труды МИНХ и ГП им. Губкина, 1964, вып. 48, с. 14—40.

К ГЛАВЕ XVII

1. *Абрамов С. К., Скиргелло О. Б.* Осушение шахтных и карьерных полей. М., Недра, 1968. 254 с.
2. *Абрамов С. К., Газизов М. С., Костенко В. И.* Защита карьеров от воды. М., Недра, 1976. 230 с.
3. *Аравин В. И., Нумеров С. Н.* Теория движения жидкостей и газов в недеформируемой пористой среде. М., Гостехиздат, 1953. 616 с.
4. *Бабушкин В. Д., Предко А. Г.* Методика прогноза общего водопритока в шахту в условиях наклонного залегания пород. М., 1969. 43 с.
5. *Безопасная* выемка угля под водными объектами/Б. Я. Гвирцман, Н. Н. Кацнельсон, Е. В. Бощенятов и др. М., Недра, 1977. 173 с.
6. *Бочевер Ф. М.* Теория и практические методы расчета эксплуатационных запасов подземных вод. М., Недра, 1968. 324 с.
7. *Водопонижение* в строительстве/А. В. Емельянов, Д. Б. Клейман, И. К. Станченко, М. И. Чельцов. М., Стройиздат, 1971. 183 с.
8. *Гидрогеологические* исследования в горном деле/В. А. Мироненко, Ю. А. Норватов, Л. И. Сердюков и др. М., Недра, 1976. 349 с.
9. *Гиринский Н. К.* Расчет притока воды в подземные выработки в условиях взаимосвязи трех водоносных пластов. Расчет притока воды в котлован вблизи участка реки с водонепроницаемым руслом. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М., Госгеолиздат, 1950, с. 57—87.
10. *Григорьев В. М.* Вакуумное водопонижение. М., Стройиздат, 1973. 223 с.
11. *Жернов И. Е., Павловец И. Н.* Моделирование фильтрационных процессов. Киев, Высшая школа, 1976. 192 с.
12. *Жернов И. Е., Шестаков В. М.* Моделирование фильтрации подземных вод. М., Недра, 1971. 226 с.
13. *Изучение* гидрогеологических и инженерно-геологических условий при разведке и освоении месторождений твердых полезных ископаемых/В. Д. Бабушкин, Д. И. Пересунько, С. П. Прохоров и др. М., Недра, 1969. 408 с.
14. *Ким В. Ю.* Об одном приближенном методе решения нестационарных задач теории фильтрации. — Журн. прикл. механики и техн. физики, 1961, № 1, с. 36—42.
15. *Климентов П. П., Кононов В. И.* Динамика подземных вод. М., Высшая школа, 1973. 440 с.
16. *Климентов П. П., Овчинников А. М.* Гидрогеология месторождений полезных ископаемых. Ч. 1. М., Недра, 1966. 198 с.

17. *Климентов П. П., Сыроватко М. В.* Гидрогеология месторождений твердых полезных ископаемых. Ч. 2. М., Недра, 1966. 377 с.

18. *Козлов В. С.* Расчет дренажных сооружений. М., Стройиздат, 1940. 224 с.

19. *Кравчук С. В., Муфтахов А. Ж.* О фильтрации подземных вод в карьеры или системы горных выработок, огражденные контурными противофильтрационными завесами. — В кн.: Сборник трудов ВИОГЕМ. Вып. 9. Белгород, 1967, с. 10—20.

20. *Кравчук С. В., Пономаренко Ю. В.* Оценка эффективности противофильтрационных завес. — В кн.: Сборник трудов ин-та ВИОГЕМ. Вып. 15. Белгород, 1971, с. 139—148.

21 *Лукнер Л., Шестаков В. М.* Моделирование геофильтрации. М., Недра, 1976. 404 с.

22. *Маскет М.* Течение однородных жидкостей в пористой среде. Пер. с англ. М.—Л., Гостоптехиздат, 1949. 628 с.

23. *Методика* определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек/Б. В. Боревский, В. Г. Самсонов, Л. С. Язвин. М., Недра, 1973. 304 с.

24. *Методические* указания по определению гидрогеологических параметров при разведке и освоении угольных месторождений/В. А. Мироненко, Л. И. Сердюков, Ю. А. Норватов. Л., ВНИМИ, 1974. 137 с.

25. *Мироненко В. А., Норватов Ю. А., Бокий Л. Л.* О фильтрации в условиях истощения водоносных пластов. — Изв. вузов, Геология и разведка, 1967, № 5, с. 54—63.

26. *Мироненко В. А., Шестаков В. М.* Основы гидрогеомеханики. М., Недра, 1974. 292 с.

27. *Обводненность* и условия эксплуатации месторождений угольных районов. Под ред. С. П. Прохорова. М., Госгортехиздат, 1962. 324 с.

28. *Оксанич И. Ф., Береснев В. С., Гордон А. Б.* и др. Осушение месторождений при строительстве железорудных предприятий. М., Недра, 1977. 285 с.

29. *Основы* гидрогеологических расчетов/Ф. М. Бочевер, И. В. Гармонов, А. В. Лебедев, В. М. Шестаков. М., Недра, 1969. 368 с.

30. *Осушение* выработок в неоднородных водоносных системах/В. Д. Бабушкин, А. Д. Бунтман, Л. И. Малышев, М. Ф. Хасин. М., Недра, 1977. 230 с.

31. *Полубаринова-Кочина П. Я.* Теория движения грунтовых вод. М., Наука, 1977. 664 с.

32. *Прогноз* водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах/В. Д. Бабушкин, З. П. Лебедянская, Б. В. Боревский, И. И. Плотников и др. М., Недра, 1972. 196 с.

33. *Руководство* по дренированию карьерных полей/В. А. Мироненко, Г. Л. Фисенко, И. Е. Жернов, Ю. А. Норватов и др. Л., ВНИМИ, 1968. 170 с.

34. *Руководство* по дренированию карьерных полей/В. А. Мироненко, Ю. А. Норватов, И. Е. Жернов и др. Л., 1968. 212 с.

35. *Строительное* водопонижение в сложных гидрогеологических условиях. Н. С. Болотских и др. Киев, Будивельник, 1976. 112 с.

36. *Сыроватко М. В.* Гидрогеология и инженерная геология при освоении угольных месторождений. М., Госгортехиздат, 1960. 498 с.

37. *Требования* к гидрогеологическим исследованиям на месторождениях, осваиваемых открытым способом/В. А. Мироненко, А. Н. Рюмин, Л. И. Сердюков и др. Л., 1970. 173 с.

38. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1973. 327 с.

39. *Янке Е., Эмде Ф., Лёш Ф.* Специальные функции. Изд. 3-е. Пер. с нем. Под ред. Л. И. Седова. М., Наука, 1977. 342 с.

К ГЛАВЕ XVIII

1. *Аксельруд Г. А.* Теория диффузионного извлечения вещества из пористых тел. Львов, Изд-во Львов. гос. ун-та, 1959. 250 с.

2. *Аренс В. Ж.* Геотехнологические методы добычи полезных ископаемых. М., Недра, 1975. 264 с.

3. *Бахуров В. Г., Руднева И. К.* Химическая добыча полезных ископаемых. М., Недра, 1972. 134 с.

4. *Веригин Н. Н.* Некоторые вопросы химической гидродинамики, представляющие интерес для мелиорации и гидротехники. — Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, 1953, № 10, с. 1369—1382.

5. *Веригин Н. Н.* Основы теории растворения и вымыва солей при фильтрации воды в горных породах. — В кн.: Инженерно-геологические свойства горных пород и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 59—70.

6. *Веригин Н. Н., Шержуков Б. С.* Диффузия и массообмен при фильтрации жидкостей в пористых средах. — В кн.: Развитие исследований по теории фильтрации в СССР. М., Наука, 1969, с. 237—313.

7. Гидродинамические и физико-химические свойства горных пород/Н. Н. Веригин, С. В. Васильев, В. С. Саркисян, Б. С. Шержуков. М., Недра, 1977. 271 с.

8. *Егоров В. И., Головко Э. А.* Микробиологическое выщелачивание цветных металлов из сульфидных медно-никелевых руд. — В кн.: Материалы 2-й Всесоюзной конференции по геотехнологическим методам добычи полезных ископаемых. Кн. 2. М., 1975, с. 358—359.

9. *Воронов Р. С., Розенталь А. К., Седельников В. А.* Исследование сернокислотного способа выщелачивания цветных металлов из медно-никелевых руд. — В кн.: Материалы 2-й Всесоюзной конференции по геотехнологическим методам добычи полезных ископаемых. Кн. 1. М., 1975, с. 126—135.

10. *Головко Л. К., Ненно Э. С., Попов Е. А.* Выбор рабочего агента для подземного выщелачивания марганцевых руд. Там же, с. 173—177.

11. *Исследование* выщелачиваемости различных типов Никопольского марганцеворудного бассейна/Л. К. Головко, Е. А. Попов, Н. В. Рыкида, Л. С. Скачкова. Там же, с. 178—182.

12. *Калабин А. И.* Добыча полезных ископаемых подземным выщелачиванием. М., Атомиздат, 1969. 375 с.

13. *Каравайко Г. И., Кузнецов С. И., Голомзин А. И.* Роль микроорганизмов в выщелачивании металлов из руд. М., Наука, 1972. 248 с.

14. *К вопросу* о добыче никеля и меди из сульфидных руд Кольского полуострова методом выщелачивания/О. С. Игнатьев, А. К. Розенталь, В. Г. Румянцев и др. — В кн.: Физика процессов, технология и техника разработки недр. Л., Наука, 1970, с. 139—144.

15. *Опытная* проверка технологии вскрытия медно-никелевой руды. — В кн.: Материалы 2-й Всесоюзной конференции по геотехнологическим методам добычи полезных ископаемых. Проблемы геотехнологии/Я. А. Владимиров, Ю. В. Корнелли, А. К. Розенталь, А. В. Седельников. Ч. 2. М., 1975, с. 390—400.

16. *Полевые* полупромышленные исследования извлечения марганца методом подземного выщелачивания/Л. К. Головко, Е. А. Попов, Н. В. Рыкида, Л. С. Скачкова. Там же, с. 458—463.

17. *Перспективы* технологического освоения забалансового золотосодержащего сырья/Г. Г. Минеев, А. С. Черняк, Г. А. Строганов и др. — Колыма, 1975, № 2, с. 28—33.

18. *Седельников В. А., Антонов А. А., Воронов Р. Е.* Об искусственном выщелачивании сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова. — В кн.: Анализ эффективности горных работ и процессов эксплуатации рудных месторождений. Л., Наука, 1971, с. 54—60.

К ГЛАВЕ XIX

1. *Абрамов С. К.* Подземные дренажи в промышленном и городском строительстве. М., Стройиздат, 1973. 280 с.

2. *Абрамов С. К., Газизов М. С., Костенко В. М.* Защита карьеров от воды. М., Недра, 1976. 230 с.

3. *Лейбензон Л. С.* Собр. тр. Т. 2. Подземная гидрогазодинамика. М., Изд-во АН СССР, 1953. 544 с.

4. *Маскет М.* Течение жидкостей в пористой среде. Пер. с англ. М.—Л., Гостоптехиздат, 1949. 628 с.

5. *Полубаринова-Кочина П. Я.* Теория движения грунтовых вод. М., Наука, 1977. 664 с.

6. *Романов А. В.* Фильтрационные расчеты дренажных сооружений. — В кн.: Защита территорий от затопления и подтопления. М., Стройиздат, 1963, с. 213—223.

К ГЛАВЕ XX

1. *Аравин В. И., Нумеров С. Н.* Фильтрационные расчеты гидротехнических сооружений. М., Стройиздат, 1948. 227 с.

2. *Аравин В. И., Нумеров С. Н.* Теория движения жидкостей и газов в недеформируемой пористой среде. М., Гостехиздат, 1953. 616 с.

3. *Васильев С. В., Веригин Н. Н.* О перемычках на реках с сильно проницаемым аллювием. — Гидротехн. строительство, 1958, № 3, с. 45—46.

4. *Веригин Н. Н.* Фильтрация в основании плотин с наклонными завесами и шпунтами. — Гидротехн. строительство, 1940, № 2, с. 30—33.

5. *Веригин Н. Н.* О дренаже под телом плотины. — Гидротехн. строительство, 1957, № 8, с. 30—34.

6. *Веригин Н. Н.* Консолидация грунтов в основании плотин. — В кн.: Докл. к VII Междунар. конгрессу по механике грунтов. М., Стройиздат, 1969, с. 102—110.

7. *Недрига В. П.* Расчет фильтрации в основании плотин с учетом водопроницаемости шпунтов. — В кн.: Вопросы фильтрационных расчетов гидротехнических сооружений. М., Госстройиздат, 1956, № 2, с. 47—49.

8. *Нумеров С. Н.* Об учете водопроницаемости шпунтовых рядов при расчете бетонных плотин. — В кн.: Инженерный сб. М., 1956, т. 23, с. 164—172.

9. *Олейник А. Я.* Расчет фильтрации через земляные плотины. — Гидротехн. строительство, 1965, № 1, с. 24—27.

10. *Павловский Н. Н.* Теория движения грунтовых вод под гидротехническими сооружениями и ее основные приложения. Собр. соч., т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956, с. 1—352.

11. *Пак Цзен-хун.* Фильтрация в бетонных гравитационных плотинах на скальном основании. Реферат канд. дисс. М., МИСИ им. В. В. Куйбышева, 1960.

12. *Ронжин И. С.* Методы фильтрационного расчета бетонных плотин, располагаемых на малопроницаемых основаниях. Реферат канд. дисс. М., МИСИ им. В. В. Куйбышева, 1965.

13. *Указания* по проектированию противофильтрационных цементационных завес в скальных основаниях береговых плотин. М.—Л., Энергия, 1968. 115 с.

14. *Фильтрация* из водохранилищ и прудов/С. В. Васильев, Н. Н. Веригин, Г. А. Разумов, Б. С. Шержуков. М., Колос, 1975. 303 с.

К ГЛАВЕ XXI

1. *Веригин Н. Н.* О движении грунтовых вод вблизи плотин. — Докл. АН СССР, 1954, т. 99, № 6, с. 917—920.

2. *Веригин Н. Н.* Движение грунтовых вод в районах плотин, шлюзов и каналов. — Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, 1955, № 6, с. 25—37.

3. *Веригин Н. Н., Разумов Г. А.* Фильтрация вблизи гидроузла на реках и каналах. — Гидротехн. строительство, 1970, № 3, с. 30—34.

4. *Изыскания* и защита от подтопления на застроенных территориях/Г. П. Марченко, Г. М. Зарецкий, А. А. Грыза и др. Киев, Будивельник, 1976. 204 с.

5. *Нумеров С. Н., Стрельцова Т. Д.* Метод недеформируемых линий тока в применении к расчету плановой неустановившейся фильтрации в обход береговых примыканий гидроузлов. — Изв. ВНИИГ, 1965, т. 77, с. 39—55.

6. *Полубаринова-Кочина П. Я.* О неустановившемся движении грунтовых вод при фильтрации из водохранилищ. — В кн.: Прикладная математика и механика. Т. XIII, вып. 2. М., 1949, с. 187—206.

7. *Фильтрация* из водохранилищ и прудов/С. В. Васильев, Н. Н. Веригин, Г. А. Разумов, Б. С. Шержуков, М., Колос, 1975. 303 с.

8. *Шестаков В. М.* Теоретические основы оценки подпора, водопонижения и дренажа. М., Изд-во МГУ, 1965. 232 с.

К ГЛАВЕ XXII

1. *Комиссаров С. В.* Методы увеличения дебита буровых скважин на воду. М., Госгеолтехиздат, 1959. 95 с.

2. *Ловля С. А.* Взрывные работы в водозаборных скважинах. М., Недра, 1971. 120 с.

3. *Максимов В. М.* Торпедирование гидрогеологических скважин в целях увеличения их водообильности. — Зап. ЛГИ, 1952, т. 27, вып. 2, с. 247—262.

4. *Максимов В. М.* Основы гидродинамических расчетов систем извлечения глубинного тепла Земли в районах мерзлой зоны литосферы. — Труды 2-й Междунар. конференции мерзлотоведов, 1973, вып. 5, с. 35—45.

5. *Максимов В. М.* Гидрогеологические расчеты скважин в зоне действия взрыва. — Зап. ЛГИ, 1974, т. 67, вып. 2, с. 162—173.

6. *Максимов В. М.* Приближенные гидродинамические расчеты тепловых котлов в системах извлечения тепла Земли. — В кн.: Физические процессы горного производства. Вып. 1. Л., 1975, с. 31—36.

7. *Максимов В. М.* Методы оценки гидродинамического эффекта взрыва в скважинах. — В кн.: Физические процессы горного производства. Вып. 3, 1976, с. 104—108.

8. *Максимов В. М., Вайнблат А. Б.* Методы изучения проницаемости горных пород в зоне влияния камуфлетного взрыва. — В кн.: Физические процессы горного производства. Вып. 4, 1977, 104—108 с.

9. *Покровский Г. И.* Взрыв. Изд. 3-е. М., Недра, 1975. 179 с.

10. *Проектирование* взрывных работ. Под ред. Б. Н. Кутузова. М., Недра, 1974. 328 с.

11. *Прострелочные* и взрывные работы в скважинах/Н. Г. Григорян, Д. Е. Пометун, Л. А. Горбенко и др. М., Недра, 1972. 288 с.

12. *Физика* взрыва. Изд. 2-е. Под ред. К. П. Станюковича. М., Наука, 1975. 704 с.

13. *Фридляндер Л. Я.* Прострелочно-взрывная аппаратура и ее применение в скважинах. М., Недра, 1975. 184 с.

14. *Черниговский А. А.* Применение направленного взрыва в горном деле и строительстве. М., Недра, 1976. 319 с.

К ГЛАВЕ XXIII

1. *Абрамов С. К.* Подземные дренажи в промышленном и гражданском строительстве. М., Стройиздат, 1973. 280 с.

2. *Аверьянов С. Ф.* Фильтрация из каналов и ее влияние на режим грунтовых вод. — В кн.: Влияние оросительных систем на режим грунтовых вод. М., 1956, с. 85—447.

3. *Антипов-Каратаев И. Н., Кадер Г. М.* К мелиоративной оценке поливной воды, имеющей щелочную реакцию. — Почвоведение, 1961, № 3, с. 60—65.

4. *Богомолов Г. В., Козлов М. Ф., Алексеевский В. Е.* Направление гидрогеологических исследований в Припятском Полесье. — Гидротехника и мелиорация, 1973, № 6, с. 18—22.

5. *Боревский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С.* Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. М., Недра, 1973. 304 с.

6. *Бочевер Ф. М., Веригин Н. Н.* Методическое пособие по расчетам эксплуатационных запасов подземных вод для целей водоснабжения. М., Госстройиздат, 1961. 199 с.

7. *Бочевер Ф. М.* Расчеты эксплуатационных запасов подземных вод. М., Недра, 1968. 328 с.

8. *Веригин Н. Н.* О течениях грунтовых вод при местной усиленной инфильтрации. — Докл. АН СССР, 1950, т. 70, № 5, с. 777—780.

9. *Владимиров А. Г.* Мелиоративная гидрогеология. Мелиоративно-геологические исследования и мероприятия в засушливой зоне. М., Госгеолтехиздат, 1960. 175 с.

10. *Губарь Н. С., Кривоносов И. М., Розин В. А. и др.* Сельскохозяйственные мелиорации в нечерноземной полосе. М., Колос, 1964. 391 с.

11. *Гусейнзаде М. А., Колосовская А. К.* Упругий режим в однопластовых и многопластовых системах. М., Недра, 1972. 456 с.
12. *Зайдельман Ф. Р.* Режим и условия мелиорации заболоченных почв. Изд. 2-е. М., Колос, 1975. 320 с.
13. *Закржевский П. И.* Гидрогеологическое обоснование и расчет грунтового водохранилища. — В кн.: Мелиорация переувлажненных земель. Т. 21. Минск, Ураджай, 1973, с. 149—157.
14. *Закржевский П. И.* Исследование дренажной системы с коллектором ниже дна канала. — В кн.: Мелиорация переувлажненных земель. Т. 24. Минск, Ураджай, 1976, с. 90—98.
15. *Ивицкий А. И.* Общее уравнение водоотдачи грунтов. — Докл. АН БССР, 1966, т. 10, № 11, с. 889—890.
16. *Ивицкий А. И.* Теория расчета расстояний между дренами с учетом осушительного действия проводящей сети. — Докл. АН БССР, 1968, т. 12, № 11, с. 1033—1038.
17. *Ивицкий А. И.* Принципы мелиорации торфяных почв и методы расчета осушительно-увлажнительных систем. — В кн.: Проблемы Полесья. Вып. 2. Минск, 1973, с. 89—141.
18. *Ивицкий А. И.* Метод расчета расстояний между дренами в неоднородно-слоистых грунтах с учетом и без учета осушительного действия проводящей сети. — В кн.: Конструкция и расчеты осушительно-увлажнительных систем. Вып. 1. Минск, Ураджай, 1975, с. 28—49.
19. *Инструкция* по гидрогеологическим и инженерно-геологическим изысканиям для мелиоративного и водохозяйственного строительства (ВСН-И-2-76). М., Минводхоз СССР, 1976.
20. *Ионат В. А.* Расчет горизонтального дренажа в неоднородных грунтах. Ред. С. Ф. Аверьянов. Таллин, 1962. 346 с.
21. *Кац Д. М.* Гидрогеология. М., Колос, 1969. 320 с.
22. *Кац Д. М.* Влияние орошения на грунтовые воды. М., Колос, 1976. 272 с.
23. *Костюкович П. Н.* Об исходных предпосылках при определении промежутка высачивания и параметров пластов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 3, с. 119—128.
24. *Костюкович П. Н.* К определению обобщенного сопротивления водопонижающих скважин. — В кн.: Вопросы водохозяйственного строительства, Минск, Ураджай, 1969, с. 103—121.
25. *Костюкович П. Н.* Натурные исследования неустановившейся фильтрации к скважинам. — В кн.: Водное хозяйство Белоруссии. Вып. 4. Минск, Вышейшая школа, 1974. с. 48—55.
26. *Костюкович П. Н.* Тупиковые каналы. — Сельское хозяйство Белоруссии, 1978, № 5, с. 33.
27. *Костяков А. Н., Фаворин Н. И., Аверьянов С. Ф.* Влияние оросительных систем на режим грунтовых вод. М., Изд-во АН СССР, 1956. 451 с.
28. *Костяков А. Н.* Основы мелиорации. М., Сельхозгиз, 1960. 622 с.
29. *Маккавеев А. А.* Методическое руководство по гидрогеологическим исследованиям в зоне избыточного увлажнения в связи с осушением болот и заболоченных земель. М., Недра, 1967. 248 с.
30. *Материалы* Межведомственного совещания по мелиоративной гидрогеологии и инженерной геологии. Вып. 2. Куйбышев, 1972. 421 с.
31. *Марков Е. С.* Мелиорация пойм нечерноземной зоны. М., Колос, 1973. 320 с.
32. *Маслов Б. С.* Режим грунтовых вод переувлажненных земель и его регулирование. М., Колос, 1970. 232 с.
33. *Маслов Б. С., Станкевич В. С., Черненок В. Я.* Осушительно-увлажнительные системы. М., Колос, 1973. 175 с.
34. *Методы* фильтрационных расчетов гидромелиоративных систем/С. В. Васильев, Н. Н. Веригин, Б. А. Глейзер, Г. А. Разумов и др. М., Колос, 1970. 440 с.
35. *Методическое* руководство по гидрогеологическим и инженерно-геологическим исследованиям для мелиоративного строительства. Вып. 2. М., 1972. 200 с.
36. *Мироненко В. А., Шестаков В. М.* Основы гидрогеомеханики. М., Недра, 1974. 296 с.

37. *Мурашко А. И., Климков В. Т., Сапожников Е. Г.* Указания по фильтрационным расчетам горизонтального трубчатого дренажа. Минск, БелНИИМиВХ, 1977. 44 с.
38. *Мурашко А. И., Костюкович П. Н., Шпаков А. Т.* Регулирование водного режима осушаемых площадей вертикальным дренажем и орошение подземными водами. — В кн.: Проблемы Полесья, вып. 4. Минск, Наука и техника, 1975, с. 133—151.
39. *Некоторые* вопросы развития мелиорации в СССР. М., Колос, 1975. 304 с.
40. *Олейник А. Я., Носиковский В. П.* Методы расчета мелиоративного дренажа в неоднородно-слоистых средах (пособие для расчета). Киев, Урожай, 1970. 230 с.
41. *Полубаринова-Кочина П. Я.* Теория движения грунтовых вод. М., Наука, 1977. 664 с.
42. *Роговская Н. В.* Методика гидрогеологического районирования для обоснования мелиорации. М., Госгеолтехиздат, 1959. 175 с.
43. *Усенко В. С.* Вопросы теории фильтрационных расчетов дренажных и водозаборных скважин. М., Колос, 1968. 301 с.
44. *Шарапанов Н. Н., Черняк Г. Я., Барон В. А.* Методика геофизических исследований при гидрогеологических съемках с целью мелиорации земель. М., Недра, 1974. 176 с.
45. *Шебеко В. Ф.* Гидрогеологический режим осушаемых территорий. Минск, Урожай, 1970. 300 с.
46. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1973. 327 с.
47. *Шкинкис Ц. Н.* Проблемы гидрологии дренажа. Л., Гидрометеоиздат, 1974. 347 с.
48. *Щелкачев В. Н.* Разработка нефтеводоносных пластов при упругом режиме. М., Гостоптехиздат, 1959. 467 с.

К ГЛАВЕ XXIV

1. *Абрамов С. К.* Водоснабжение. Изд. 2-е. М., Стройиздат, 1974. 480 с.
2. *Бабушкин В. Д., Глазунов И. С., Гольдберг В. М.* Поиски, разведка, оценка запасов и эксплуатация линз пресных вод. М., Недра, 1969. 303 с.
3. *Биндеман Н. Н., Язвин Л. С.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., Недра, 1970. 214 с.
4. *Биндеман Н. Н., Никитин М. Р., Ференгольц З. Д.* Об учете прогнозного коэффициента использования подземных вод при региональной оценке их эксплуатационных ресурсов. — Водные ресурсы, 1973, № 1, с. 151—161.
5. *Боревский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С.* Определение гидрогеологических параметров по данным откачек (для водоснабжения). М., Недра, 1973. 320 с.
6. *Боревский Б. В., Хордикайнен М. Г., Язвин Л. С.* Разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений подземных вод в трещинно-карстовых пластах. М., Недра, 1976. 247 с.
7. *Бочевер Ф. М.* О классификации эксплуатационных запасов подземных вод. — Сов. геология, 1957, № 62, с. 143—150.
8. *Бочевер Ф. М., Веригин Н. Н.* Методическое пособие по расчетам эксплуатационных запасов подземных вод для водоснабжения. М., Госстройиздат, 1961. 199 с.
9. *Бочевер Ф. М.* Теория и практические методы гидрогеологических расчетов запасов подземных вод. М., Недра, 1968. 325 с.
10. *Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е., Лапшин Н. Н.* Методические рекомендации по прогнозу распространения промстоков в водоносных горизонтах. М., ВОДГЕО, 1974. 126 с.
11. *Гольдберг В. М.* Гидрогеологические прогнозы движения загрязненных подземных вод. М., Недра, 1973. 194 с.
12. *Гольдберг В. М.* Гидрогеологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах. М., Недра, 1976. 163 с.

13. *Грабовников В. А., Зильберштейн Б. М.* Оценка эксплуатационных запасов на основе обобщенных параметров. — Разведка и охрана недр, 1966, № 5, с. 43—48.
14. *Дробноход Н. И.* Оценка запасов подземных вод. Киев, Высшая школа, 1976. 215 с.
15. *Дубровский В. В.* Изыскания подземных вод для водоснабжения энергетических объектов. М., Энергия, 1967. 196 с.
16. *Зекцер И. С.* Естественные ресурсы пресных подземных вод Прибалтики. М., Недра, 1968. 105 с.
17. *Инструкция* по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод. М., Госгеолтехиздат, 1962. 87 с.
18. *Куделин Б. И.* Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., Изд-во МГУ, 1960. 344 с.
19. *Минкин Е. Л.* Гидрогеологические расчеты для выделения зон санитарной охраны водозаборов подземных вод. М., Недра, 1967. 110 с.
20. *Минкин Е. Л.* Исследования и прогнозные расчеты для охраны подземных вод. М., Недра, 1972. 108 с.
21. *Плотников Н. А.* Оценка запасов подземных вод. М., Госгеолтехиздат, 1959. 283 с.
22. *Плотников Н. А., Сычев К. И.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод с искусственным их восполнением. М., Недра, 1976. 152 с.
23. *Плотников Н. И., Плотников Н. А., Сычев К. И.* Гидрогеологические основы искусственного восполнения запасов подземных вод. М., Недра, 1978. 311 с.
24. *Подземный* сток на территории СССР. М., Изд-во МГУ, 1966. 302 с.
25. *Проектирование* водозаборов подземных вод. Под ред. Ф. М. Бочевера. М., Стройиздат, 1976. 290 с.
26. *Региональная* оценка ресурсов подземных вод. М., Наука, 1975. 136 с.
27. *Руководство* по проектированию сооружений для забора подземных вод. М., Стройиздат, 1978. 208 с.
28. *Справочное* руководство гидрогеолога. Под ред. В. М. Максимова. Изд. 2-е. Л., Недра, 1967, т. 1, 592 с.; т. 2, 360 с.
29. *Черкинский С. Н.* Новый международный стандарт качества питьевой воды. — М., Гигиена и санитария, 1965, № 2, с. 89—92.

К ГЛАВЕ XXV

1. *Белицкий А. С., Орлова И. Е.* Охрана подземных вод от радиоактивных загрязнений. М., Медицина, 1968. 208 с.
2. *Белицкий А. С.* Охрана природных ресурсов при удалении промышленных жидких отходов в недра Земли. М., Недра, 1976. 143 с.
3. *Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е.* Гидрогеологическое обоснование защиты подземных вод и водозаборов от загрязнений. М., Недра, 1972. 128 с.
4. *Вартанян Г. С., Яроцкий Л. А.* Поиски, разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений минеральных вод. М., Недра, 1962. 126 с.
5. *Вопросы* формирования и использования ресурсов подземных промышленных и термальных вод. — Труды ВСЕГИНГЕО, 1970, вып. 23. 186 с.
6. *Гольдберг В. М.* Гидрогеологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах. М., Недра, 1976. 152 с.
7. *Минкин Е. Л.* Исследования и прогнозные расчеты для охраны подземных вод. М., Недра, 1972. 108 с.
8. *Плотников Н. И.* Эксплуатационная разведка подземных вод. М., Недра, 1973. 295 с.
9. *Плотников Н. И.* Подземные воды — наше богатство. М., 1976. 208 с.
10. *Потемкин Л. А.* Охрана недр и окружающей среды. М., 1977. 205 с.
11. *Проектирование* водозаборов подземных вод. Под ред. Ф. М. Бочевера. М., Стройиздат, 1976. 292 с.
12. *Руководство* по проектированию сооружений для забора подземных вод. М., Стройиздат, 1978. 209 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

Раздел первый
ОСНОВЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ

Глава I. Вода в природе (*В. М. Максимов*) 5

§ 1. Вода в атмосфере, на поверхности Земли, биосфере и в земной коре —
§ 2. Распределение суши и водной поверхности на земном шаре 8
§ 3. Круговорот воды в природе и краткая характеристика его элементов 9

Глава II. Некоторые физические и водные свойства горных пород (*В. М. Максимов*) 25

§ 1. Гранулометрический состав . . . . . —
§ 2. Пористость и трещиноватость 28
§ 3. Проницаемость 33
§ 4. Пьезопроводность и уровнепроводность 38
§ 5. Влажность 40
§ 6. Влагоемкость и водоотдача 41
§ 7. Водо-, нефте- и газонасыщенность пород 43
§ 8. Капиллярность 45

Глава III. Краткие сведения о тепловом балансе земной поверхности, почвы и термических свойствах горных пород (*В. М. Максимов*) 47

§ 1. Тепловой баланс земной поверхности и почвы . . . . . —
§ 2. Термические свойства горных пород, геотермические градиент и ступень 51

Глава IV. Физические свойства, химический, газовый и бактериологический состав природных вод (*А. А. Резников* при участии *Ю. А. Соколова*, *В. М. Максимова*) 56

§ 1. Физические свойства воды . . . . . —
§ 2. Химический состав 59
§ 3. Ионное произведение и активная реакция воды 61
§ 4. Понятие об окислительно-восстановительном потенциале 62
§ 5. Типы химического анализа воды при гидрогеологических исследованиях 63
§ 6. Формы выражения результатов химического анализа воды . . . 65
§ 7. Химические классификации состава воды 67
§ 8. Бактериологический состав воды 81
§ 9. Отбор проб воды для анализа 82
§ 10. Жесткость воды 85
§ 11. Агрессивность воды 86
§ 12. Полевые гидрохимические лаборатории 87

Глава V. Классификация и краткая характеристика подземных вод (*В. М. Максимов*) 90

§ 1. Классификация подземных вод . . . . . —
§ 2. Воды зоны аэрации 99
§ 3. Грунтовые воды 101
§ 4. Трещинные воды 113
§ 5. Карстовые воды 114
§ 6. Артезианские воды 118

Глава VI. Подземные воды области многолетней мерзлоты (*В. М. Максимов*) 126

§ 1. Общие положения . . . . . —
§ 2. Классификация подземных вод . . . . . —
§ 3. Мерзлотно-гидрогеологические явления 133

Глава VII. Источники (*В. М. Максимов*, *Д. И. Пересунько*) 136

§ 1. Основные определения и классификация источников . . . . . —
§ 2. Режим источников 141
§ 3. Изучение газов источников 144
§ 4. Изучение минеральных отложений источников 145

Глава VIII. Минеральные лечебные воды (*Н. И. Толстихин, В. М. Максимов*) 145

§ 1. Основные определения и понятия . . . . . —
§ 2. Классификация минеральных лечебных вод 146
§ 3. Распространение минеральных вод на территории СССР 155
§ 4. Разведка и каптаж минеральных вод 156
§ 5. Минеральные озера и лечебные грязи 160

Глава IX. Термальные воды (*А. В. Щербаков*) 163

§ 1. Краткие сведения о формировании термальных вод . . . . . —
§ 2. Классификация термальных вод 166
§ 3. Методы поисков и разведки термальных вод 168
§ 4. Распределение термальных вод на территории СССР 170
§ 5. Практическое использование термальных вод 173

Глава X. Радиоактивные воды (*Э. С. Матвеева*) 176

§ 1. Общие положения . . . . . —
§ 2. Формирование радиоактивных и гелиевых вод 177
§ 3. Содержание радиоактивных элементов в природных водах 181
§ 4. Классификация радиоактивных вод 182
§ 5. Методика радиогидрогеологических исследований 190

Глава XI. Промышленные подземные воды (*А. В. Щербаков*) 195

§ 1. Краткие сведения о формировании промышленных подземных вод —
§ 2. Классификация промышленных подземных вод 196
§ 3. Распространение и условия залегания промышленных подземных вод в СССР 198
§ 4. Особенности методов поисков, разведки и оценки запасов промышленных подземных вод 200
§ 5. Практическое использование промышленно-ценных подземных вод 202

Глава XII. Краткие сведения по нефтегазопоисковой гидрогеологии (*Л. Г. Каретников, Г. Ю. Валуконис, В. И. Славин*) 204

§ 1. Общие положения . . . . . —
§ 2. Классификация нефтегазопоисковых гидрогеологических показателей —
§ 3. Общегидрогеологические и палеогидрогеологические показатели нефтегазоносности 206
§ 4. Гидрогеохимические, микробиологические и гидрогеотермические показатели нефтегазоносности 208
§ 5. Оценка перспектив нефтегазоносности по гидрогеологическим показателям 212

Глава XIII. Краткие сведения по нефтегазопромысловой гидрогеологии (*Б. Н. Любомиров, В. М. Максимов*) 214

§ 1. Общие положения . . . . . —
§ 2. Промысловая классификация подземных вод нефтяных и газовых месторождений 215
§ 3. Движение контурных вод в нефтяных и газовых месторождениях 216
§ 4. Режимы нефтегазоводоносных пластов 219
§ 5. Гидрогеологические наблюдения и исследования при разработке нефтяных и газовых месторождений 224

Раздел второй

ОСНОВЫ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ

Глава XIV. Основные теоретические положения динамики подземных вод (*В. Д. Бабушкин, В. М. Гольдберг, В. М. Максимов, Г. С. Вартаньян*) 225

А. Основные положения теории движения подземных вод . . . . . —

§ 1. Законы фильтрации . . . . . —
§ 2. Гидрогеологическая типизация потоков подземных вод, граничные и начальные условия 230
§ 3. Основные дифференциальные уравнения фильтрации 233
§ 4. Сведения о методах решения фильтрационных задач 238

Б. Некоторые положения теории тепло- и массопереноса в подземных водах 242

§ 1. Миграция солей и тепла в подземных водах . . . . . —
§ 2. Движение подземных вод различной минерализации 245
§ 3. Перемещение границы пресных и соленых вод в вертикальном разрезе при отборе пресных вод скважиной 246
§ 4. Краткие сведения о мероприятиях по борьбе с подсасыванием соленых вод при эксплуатации пресных вод 247

В. Движение газированных вод 250

§ 1. Основные свойства газированных вод . . . . . —
§ 2. Особенности фильтрации газированной жидкости 253

Глава XV. Определение гидрогеологических параметров (*Б. М. Боревский, Б. Г. Самсонов, Л. С. Язвин, В. Д. Бабушкин*) . . . 256

§ 1. Краткая характеристика методов определения гидрогеологических параметров . . . . . —
§ 2. Определение параметров в однородных водоносных горизонтах . . 258
§ 3. Определение параметров в слоистых водоносных толщах 270
§ 4. Определение параметров водоносных горизонтов на прибрежных участках 281
§ 5. Определение параметров водоносных горизонтов в трещиноватых и закарстованных горных породах 285

Глава XVI. Гидрогеологические расчеты водозаборов подземных вод (*В. Д. Бабушкин, В. М. Максимов*) 291

§ 1. Водозаборы в однородных водоносных горизонтах . . . . . —
§ 2. Линейные, кольцевые и круговые водозаборы в слоистой водоносной толще 312
§ 3. Расчеты скважин в области многолетней мерзлоты 318

Глава XVII. Гидрогеологические расчеты в горном деле 320

А. Расчеты притока воды в подземные горные выработки (*В. Д. Бабушкин*) . . . . . —

§ 1. Общие положения . . . . . —
§ 2. Методы определения притока воды в горные выработки 321
§ 3. Расчет притока воды в выработки, огражденные противофильтрационными завесами 329
§ 4. Гидрогеологические расчеты по охране водных ресурсов в районах разрабатываемых месторождений полезных ископаемых 333

Б. Гидрогеологические расчеты осушения карьерных полей (*В. А. Мироненко, Ю. А. Норватов*) 335

§ 1. Общие положения . . . . . —
§ 2. Типизация расчетных гидродинамических схем 336
§ 3. Методы схематизации условий фильтрации 339
§ 4. Общий порядок фильтрационного расчета 346
§ 5. Определение водопритоков к открытым горным выработкам . . . 348
§ 6. Фильтрационный расчет дренажных скважин 353
§ 7. Расчеты других видов дренажных устройств 360

Глава XVIII. Геохимическая гидродинамика при разработке рудных месторождений подземным выщелачиванием (*Н. Н. Веригин*) 364

§ 1. Общие положения . . . . . —
§ 2. Способы дробления и трещинообразования в рудных залежах . . 365
§ 3. Виды и характер физико-химических процессов при подземном извлечении металлов 367
§ 4. Основы теории извлечения металлов из руды посредством фильтрования через нее химических реагентов 369
§ 5. Кинематика фильтрационного потока при действии установок извлечения металлов из рудного тела 372
§ 6. Технологические схемы подземного извлечения металлов на опытных и промышленных установках и их гидродинамические и физико-химические особенности 375
§ 7. Динамика и кинетика извлечения металла при фильтрации химического реагента через руду 379

Глава XIX. Гидрогеологические расчеты горизонтальных дренажей, применяемых в промышленном и городском строительстве (*С. К. Абрамов*) 382

§ 1. Конструктивные типы и системы горизонтальных дренажей и условия их применения 383
§ 2. Методы гидрогеологического расчета промышленных и городских горизонтальных дренажей . . . . . —

Глава XX. Фильтрация в основании плотин (*Н. Н. Веригин*) 408

§ 1. Общие положения . . . . . —
§ 2. Фильтрация под плотинами на мягких грунтах 412
§ 3. Фильтрация в основании плотин на скальных породах 417

Глава XXI. Движение подземных вод в районах речных водохранилищ и подпертых бьефов на каналах (*Н. Н. Веригин*) 423

§ 1. Движение подземных вод в долинах рек в естественных условиях и его изменение после создания водохранилищ . . . . . —
§ 2. Постановка задачи о фильтрации и основные расчетные схемы . . 427
§ 3. Быстрое (мгновенное) наполнение верхнего бьефа при малом уклоне реки (канала) 429
§ 4. Медленное наполнение верхнего бьефа при малом уклоне реки (канала) 433
§ 5. Быстрое (мгновенное) наполнение верхнего бьефа при большом уклоне реки (канала) 435
§ 6. Медленное наполнение верхнего бьефа при большом уклоне реки (канала) 437
§ 7. Способы оценки влияния орогидрографических и гидрогеологических факторов на фильтрацию из водохранилищ 440

Глава XXII. Гидрогеологические расчеты скважин в зоне действия взрыва (*В. М. Максимов*) 441

§ 1. Общие сведения о разрушении горных пород взрывом 444
§ 2. Определение дебита скважин . . . . . —
§ 3. Оценка гидродинамического эффекта взрыва 445
§ 4. Гидрохимическая оценка последствий взрыва . . . . . —

Глава XXIII. Гидрогеологические исследования и расчеты при сельскохозяйственных мелиорациях 446

А. Исследования при орошении и осушении земель (*Д. М. Кац*) —

§ 1. Предварительные замечания 447
§ 2. Влияние орошения и осушения на режим и баланс грунтовых вод —
§ 3. Методы гидрогеологических исследований при орошении и осушении земель . . . . . —

Б. Гидрогеологические расчеты при осушении и орошении земель (*Н. Н. Веригин, П. Н. Костюкович*) 451

§ 1. Предварительные замечания . . . . . —
§ 2. Движение грунтовых вод в районах орошения земель 455
§ 3. Расчеты вертикального дренажа в районах орошения земель . . . 458
§ 4. Расчеты горизонтального дренажа в районах осушаемых и орошаемых земель . . . . . —

Глава XXIV. Оценка запасов подземных вод (*Л. С. Язвин, Н. Г. Паукер, Н. А. Плотников, М. А. Хордикайнен*) 462

§ 1. Понятие о запасах и ресурсах подземных вод . . . . . —
§ 2. Классификация эксплуатационных запасов подземных вод 465
§ 3. Краткие указания к методам определения эксплуатационных запасов подземных вод 466
§ 4. Краткие указания по определению естественных ресурсов подземных вод 469
§ 5. Требования, предъявляемые к качеству подземных вод . . . . . —
§ 6. Краткие указания к оценке эксплуатационных запасов подземных вод с искусственным восполнением 471

Глава XXV. Охрана месторождений и водозаборов подземных вод (*М. С. Захаров*) 473

§ 1. Источники загрязнения подземных вод . . . . . —
§ 2. Охрана месторождений подземных вод 475

Список литературы 479

2р. 60к.

3037