Л.Н. ГОРЕВ, В.И. ПЕЛЕШЕНКО

Мелиоративная гидрохимия

Л.Н. ГОРЕВ, В.И. ПЕЛЕШЕНКО

Мелиоративная гидрохимия

Допущено Министерством высшего и среднего специального образования УССР в качестве учебного пособия для студентов географических и геологических специальностей университетов

КИЕВ
ГОЛОВНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ИЗДАТЕЛЬСКОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ
"ВИЩА ШКОЛА"
1984

26.22я73
Г68

УДК 556.114+556.314+556.3:631.6+626.87 (07)

Мелиоративная гидрохимия. Горев Л. Н., Пелешенко В. И. — К.: Вища школа. Головное изд-во, 1984.— 256 с.

В учебном пособии систематизированы теоретические и прикладные вопросы гидрохимии в условиях осуществления оросительных и осушительных мелиоративных мероприятий: водно-физические и физико-химические процессы в почвогрунтах, особенности формирования и режим мелиоративно-гидрохимической обстановки, прогнозирование химического состава поровых и ирригационно-грунтовых вод, механизм засоления почвогрунтов и методы борьбы с ним, влияние орошения на гидрохимический режим речного бассейна, основы математического моделирования мелиоративно-гидрохимической обстановки с учетом влияния орошения на окружающую водную среду.

Нормативные материалы приведены по состоянию на 1 января 1983 г.

Предназначено для студентов географических и геологических специальностей университетов. Может быть использовано при гидрохимических, гидрогеологических, почвоведческих и гидромелиоративных изысканиях.

Табл. 48. Ил. 70. Библиогр.: 120 назв.

Рецензенты: кандидат географических наук, доцент *К. А. Дамладжанов* (Ташкентский госуниверситет); кандидат геолого-минералогических наук, зав. лабораторией экспериментальной гидрохимии *В. И. Манихин* (Гидрохимический институт Госкомгидромета СССР, г. Ростов-на-Дону).

Редакция литературы по биологии и географии
Зав. редакцией *А. А. Москалюк*

Г $\frac{1903030200-258}{М211(04)-84}$ 257—84

© Издательское объединение «Вища школа», 1984

ВВЕДЕНИЕ

Программа подъема материального и культурного уровня жизни советского народа, начертанная XXVI съездом КПСС, предусматривает повышение эффективности, интенсификацию сельскохозяйственного производства путем развития мелиорации, как составной части комплекса агротехнических мероприятий. Увеличивающиеся потребности населения в продуктах питания, а промышленности в сырье могут быть удовлетворены как за счет водных мелиораций плодородных земель, расположенных в зонах недостаточного и избыточного увлажнения, так и в результате введения в севооборот и окультуривания бросовых и неудобных, в том числе и песчаных земель, площадь которых составляет около 240 млн. га.

В решении этих задач огромная роль принадлежит науке, особенно таким ее областям, как семеноводство, почвоведение, мелиоративное почвоведение, химия почв, агрохимия, мелиоративная гидрогеология. Среди этих дисциплин определенное место принадлежит и мелиоративной гидрохимии — научной дисциплине, занимающейся изучением химического состава природных вод, его изменений во времени и пространстве в условиях искусственного водно-солевого режима, а также разработкой способов по улучшению гидрохимических условий мелиорируемых территорий.

К объектам изучения мелиоративной гидрохимии относятся воды толщи активного водосолеобмена (ирригационно-грунтовые, поровые, почвенные), ирригационные (оросительные, поливные) и дренажные воды.

Главной практической целью является создание в активном слое мелиорируемых почв оптимального для произрастания сельскохозяйственных культур гидрохимического режима с минимальными отрицательными последствиями для природной среды. Основными методами регулирования гидрохимического режима при этом являются: воздействие на уровень грунтовых вод различными мелиоративными меро-

приятиями (орошение, обводнение, осушение), изменение степени минерализации и ионно-солевого состава поливных вод путем смешения различных видов ирригационных вод, химические мелиорации почв.

Методика исследований объектов мелиоративной гидрохимии предусматривает количественную оценку водно-физических свойств почвогрунтов и циркулирущих в них природных растворов, а также таких режимообразующих процессов, как водно-физические и физико-химические в системе порода — раствор, осаждения и растворения солей в равновесных гидрохимических системах, фильтрации вод, и роли всех этих процессов в формировании ионно-солевого состава вод толщи активного водосолеобмена и твердой фазы солей в породах. В настоящее время прикладные задачи мелиоративной гидрохимии успешно решаются рядом советских ученых — почвоведов, агрохимиков, гидрохимиков, гидрогеологов.

Особое значение в настоящее время приобретает вопрос повышения эффективности сельскохозяйственных мелиораций в условиях наименьшего отрицательного влияния на окружающую орошаемые и осушаемые массивы водную среду. Методика математического моделирования соответствующих процессов, наиболее полно представленная в работах отечественных исследователей, позволяет успешно решать эти актуальные задачи.

В учебном пособии предложена математическая модель оптимальной мелиоративно-гидрохимической обстановки, учитывающая влияние орошения на гидрохимический режим речных бассейнов, в пределах которых расположены или проектируются оросительные системы; приведена методика автоматизации моделирования и приемы его реализации. Формализация процессов, происходящих в толще активного водосолеобмена при орошении, позволяет решать сложные многофакторные задачи на ЭВМ в условиях быстроменяющейся гидродинамической, гидрохимической и эксплуатационной обстановки.

В основу учебного пособия положен курс лекций по мелиоративной гидрохимии, читаемый на географическом факультете Киевского госуниверситета с 1974 г., составленный в результате обобщения опыта отечественных и зарубежных ученых, личных исследований авторов, выполненных на кафедре гидрологии и гидрохимии и в проблемной гидрохимической лаборатории Киевского госуниверситета.

При написании учебного пособия авторы распределили материал так: главы 3,4 (§ 2, 4,5), 5(§ 3), 6, 7, 8, 9, 10 написаны доц. Л. Н. Горевым, главы 1,2; § 1,3 главы 4 и § 1, 2 главы 5 — проф. В. И. Пелешенко.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ МЕЛИОРАТИВНОЙ ГИДРОХИМИИ

При искусственном восполнении дефицита влаги в почве путем орошения и обводнения территорий на формирование ионно-солевого режима толщи пород с активным водосолеобменом наряду с физико-географическими факторами оказывают существенное влияние водно-физические и физико-химические процессы. Это обусловлено тем, что в результате орошения, особенно при применении искусственного дренажа, резко изменяются условия формирования приходных и расходных элементов водно-солевого баланса: скорости инфильтрации, испарения, оттока грунтовых вод и др., что приводит к смене одного типа или вида водно-солевого режима другим, например засоления на рассоление. Стабилизация водно-солевого режима при этом происходит в несоизмеримо более короткие сроки, чем в естественных условиях. При орошении как многолетний, так и сезонный ионно-солевые режимы в целом складываются под влиянием комплекса природных и искусственных факторов (степень увлажненности территории, засоленность почвогрунтов, условия залегания и дренирования ирригационно-грунтовых вод, водно-физические свойства пород), однако проявляются эти факторы через определенные процессы, непосредственно изменяющие количество и состав солей и ионов в почвах, породах, поровых и грунтовых водах. Для различных видов ионно-солевого режима в отдельные периоды некоторые из этих процессов становятся главными, режимообразующими. К основным режимообразующим процессам относятся: растворение солей, выщелачивание пород, кристаллизация, испарительное концентрирование, ионный обмен, сорбция (десорбция), молекулярная диффузия, конвективная (фильтрационная) диффузия, перенос солей с фильтрационным потоком, смешение растворов, коагуляция, ионно-солевые равновесия в системе раствор — твердая фаза, вытеснение поровых растворов и др.

Глава 1

ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВОГРУНТОВ И СВОЙСТВА РАСТВОРОВ НАИБОЛЕЕ РАСПРОСТРАНЕННЫХ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ СОЛЕЙ

§ 1. Водно-физические свойства почвогрунтов

К водно-физическим свойствам почв и пород, чаще всего используемых в мелиоративной гидрохимии при прогнозных, балансовых, физико-химических и других расчетах, относятся влагоемкость, влажность, пористость.

Влагоемкость. Определяется способностью породы поглощать и удерживать определенное количество воды. Различают абсолютную, весовую и объемную влагоемкость. *Абсолютная*, или *полная*, *влагоемкость* — это максимальное количество воды, удерживаемое породой при полном ее насыщении водой. *Весовая влагоемкость* характеризуется отношением массы воды в породе к массе сухой породы, а *объемная влагоемкость* отношением объема воды к объему породы. Соотношение между объемной и весовой влагоемкостями выражается формулой[1]

$$W_{ов} = W_{вв}\delta\, 10^{-3}, \qquad (1.1)$$

где $W_{ов}$ — объемная влагоемкость; $W_{вв}$ — весовая влагоемкость; δ — плотность сухой породы.

В зависимости от условий нахождения воды в породе различают гигроскопическую, молекулярную, капиллярную и гравитационную влагоемкости. *Гигроскопическая влагоемкость* — это количество воды, которое может сорбироваться породой из воздуха. В случае полного насыщения воздуха водяными парами (относительная влажность равна 100 %) гигроскопическая влагоемкость есть величина постоянная для данной породы и называется *максимальной гигроскопической влагоемкостью*.

Молекулярная влагоемкость характеризуется количеством физически связанной (пленочной) воды в породе. В случае максимально возможного содержания в породе физически связанной воды влагоемкость будет называться *максимальной молекулярной*.

Капиллярная влагоемкость соответствует заполнению капиллярных пустот водой; при полном заполнении капилляров водой влагоемкость будет называться *полной капиллярной*.

---

[1] Размерности единиц, входящих во все формулы, выражены в системе СИ; производные размерности приведены в пояснениях к формулам.

Гравитационная влагоемкость оценивается количеством гравитационной (свободно стекающей) воды в породе; *полная гравитационная влагоемкость* формируется в условиях полного насыщения водой породы. Все виды влагоемкости выражаются отношением массы воды к массе сухой породы или объема воды к объему породы. Например, полная объемная влагоемкость равна

$$W_{пв} = \frac{V_{пв}}{V}, \qquad (1.2)$$

где $V_{пв}$ — объем воды в породе в условиях полной влагоемкости; V — объем породы. Влагоемкость выражается в процентах.

В почвоведении используется *наименьшая (полевая) влагоемкость*, которая определяется количеством влаги, удерживаемой в почве или породе после свободного стекания гравитационной воды в условиях отсутствия испарения.

Влажность. Различают абсолютную, весовую, объемную, естественную, относительную, полную и приведенную влажности, которые выражают в процентах. *Весовая влажность* — это отношение массы воды к массе абсолютно сухого образца, в котором она содержалась. *Объемная влажность* — отношение объема воды, содержащейся в породе, к объему всей породы. *Относительная влажность* — отношение объема воды, находящейся в породе, к объему пор этой породы. *Полная влажность* — отношение массы воды, находящейся в объеме всех пор породы, к массе скелета породы. *Абсолютная влажность* — масса воды в единице объема породы. *Естественная влажность* — количество воды, находящейся в породах в условиях их естественного залегания. *Приведенная влажность* — отношение объема воды к объему скелета породы. Соотношение между объемной и весовой влажностями выражается формулой

$$W_о = W_в \delta\, 10^{-3}, \qquad (1.3)$$

где $W_о$ — объемная влажность; $W_в$ — весовая влажность; δ — плотность сухой породы.

Относительная влажность оценивается коэффициентом насыщения

$$K_W = \frac{W_о}{n}, \qquad (1.4)$$

где $W_о$ — объемная влажность породы; n — коэффициент общей пористости.

Разность между полной и естественной влажностями называется *дефицитом водонасыщения породы*. В почвоведении

пользуются понятиями: влажность завядания, продуктивная влажность, влажность, равная наименьшей (полевой) влагоемкости, критическая влажность, оптимальная влажность.

Влажность завядания определяется таким количеством воды в почве, при котором растение не обеспечивает свою потребность в воде, что приводит к его завяданию. *Продуктивная влажность* — это количество воды в почве в пределах от влажности завядания до влажности, равной наименьшей (полевой) влагоемкости, которое может усваиваться растениями. Величина продуктивной влажности может быть вычислена по формуле

$$ПВ = \left(1 - \frac{ВЗ}{НВ}\right) 100, \qquad (1.5)$$

где *ПВ* — продуктивная влажность, % от *НВ*; *ВЗ* — влажность завядания; *НВ* — влажность, равная наименьшей (полевой) влагоемкости. *Критическая влажность* характеризуется количеством воды в почве, при котором уменьшается степень усвоения влаги растениями, что приводит к замедлению их роста. Критическая влажность находится в следующей ориентировочной зависимости от величины продуктивной влажности:

Продуктивная влажность, % от *НВ*	60—65	55—60	50—55	45—50	40—45
Критическая влажность, % от *НВ*	55—60	60—65	65—70	70—75	75—80

Оптимальная влажность — это количество воды в почве в пределах от критической влажности до влажности, равной наименьшей (полевой) влагоемкости, при котором устанавливается благоприятное соотношение между содержанием воды и воздуха в поровом пространстве.

В мелиоративной гидрохимии используются такие понятия, как влажность соленасыщения и влажность токсичности.

Влажность соленасыщения характеризуется таким количеством влаги в почвогрунтах, при котором данная соль или ион начинает выпадать в осадок. Определяется по методике, приведенной в главе 10. Ориентировочно может быть определена по формуле

$$W_{сн} = \frac{C\delta}{C_{сн}} + W_г, \qquad (1.6)$$

где $W_{сн}$ — влажность соленасыщения; C — относительная весовая концентрация иона в водной вытяжке; $C_{сн}$ — весовая концентрация иона в поровых водах, при которой он начинает выпадать в осадок; δ — плотность сухого почвогрунта; $W_г$ — гигроскопическая влажность почвогрунта.

Влажность токсичности характеризуется количеством влаги в почвогрунтах, при котором концентрации химических ингредиентов в поровых водах равны порогам токсичности. Определяется по методике, приведенной в главе 10. Ориентировочно может быть определена по формуле

$$W_т = \frac{C\delta}{C_т} + W_г, \qquad (1.7)$$

где $W_т$ — влажность токсичности; $C_т$ — весовая концентрация химического ингредиента, равная порогу токсичности.

Пористость. Под пористостью понимается объем всех пустот (пор, каверн, трещин и др.) в горных породах. Различают общую, закрытую, открытую и динамическую пористости. *Общая пористость* — это суммарный объем всех пустот в породе независимо от их формы, величины и взаимного расположения. *Закрытая пористость* — это объем замкнутых, не имеющих между собой сообщения пор; равна разности между общей и открытой пористостями. *Открытая пористость* — это объем сообщающихся между собой пор и пустот. *Динамическая пористость* — объем пор и пустот, сообщающихся между собой, в пределах которых возможно движение жидкости и газа. Количественно пористость оценивается через коэффициент пористости. *Коэффициент общей пористости n* равен отношению объема пор $V_п$ к объему породы в сухом состоянии V:

$$n = \frac{V_п}{V}, \text{ или } n = 1 - \frac{\delta}{\delta_с}, \qquad (1.8)$$

где δ — плотность породы; $\delta_с$ — плотность скелета породы.

Коэффициент приведенной пористости $n_{пр}$ равен отношению объема пор $V_п$ к объему скелета породы $V_с$. Оба коэффициента связаны между собой:

$$n_{пр} = \frac{n}{1-n} \text{ и } n = \frac{n_{пр}}{1+n_{пр}}. \qquad (1.9)$$

Соответственно *коэффициенты закрытой и открытой пористостей* равны отношениям объемов открытых или закрытых пор к объему породы:

$$n_з = \frac{V_з}{V} \text{ и } n_о = \frac{V_о}{V}. \qquad (1.10)$$

Коэффициент динамической пористости представляет собой отношение объема движущейся жидкости или газа в породе к объему породы:

$$n_д = \frac{V_д}{V}. \qquad (1.11)$$

В гидрогеологии применяется понятие *активной пористости*, которая равна разности между общей пористостью, закрытой пористостью и объемом связанной воды. Пористость выражается в долях единицы или процентах.

§ 2. Физические свойства растворов наиболее распространенных в природных водах солей

Наиболее часто в практике мелиоративной гидрохимии используются такие физические свойства растворов, как плотность, вязкость и поверхностное натяжение, их зависимость от концентраций и температур.

Плотность растворов. Определяется массой раствора в единице объема. Плотность растворов солей зависит от температуры и концентрации раствора (табл. 1). Для определения плотности раствора, состоящего из нескольких солей, используются следующие уравнения:

$$\delta = \frac{\sum C_i}{C_1/\delta_1 + C_2/\delta_2 + C_3/\delta_3 + \cdots + C_i/\delta_i}, \qquad (1.12)$$

где ΣC_i — сумма относительных весовых концентраций солей, присутствующих в растворе; C_1, C_2, C_3, ..., C_i — относительные весовые концентрации отдельных солей; δ_1, δ_2, δ_3, ..., δ_i — плотности растворов отдельных солей при концентрации каждой, равной ΣC_i;

$$\delta = \frac{C_1\delta_1}{\sum C_i} + \frac{C_2\delta_2}{\sum C_i} + \frac{C_3\delta_3}{\sum C_i} + \cdots + \frac{C_i\delta_i}{\sum C_i} = \frac{\sum C_i\delta_i}{\sum C_i}, \qquad (1.13)$$

где обозначения те же, что в уравнении (1.12), но концентрации солей выражены в весовой форме.

В случае наличия слаборастворимых солей, для которых отсутствуют данные об изменении плотности их растворов с изменением концентраций, для определения суммарной плотности раствора следует использовать уравнение

$$\delta = \delta' + \frac{C - C/\delta_т}{1000} \cdot \frac{M + 18{,}016n}{M}, \qquad (1.14)$$

где δ' — плотность раствора, рассчитанная без учета слаборастворимых солей; C — весовая концентрация слаборастворимого электролита; M — молекулярная масса слаборастворимого электролита; $\delta_т$ — плотность кристаллогидрата слаборастворимого электролита; n — число молей кристаллической воды на 1 моль электролита (например, для кристаллогидрата $NaCl \cdot 2H_2O$ величина n равна 2).

Точность расчета плотности по сравнению с экспериментальными данными составляет 1—2 кг/м^3.

Вязкость. Для перемещения двух параллельных слоев жидкости площадью S на расстояние dx с разностью скоростей dv необходимо приложить силу

$$F = \eta S \frac{dv}{dx}, \tag{1.15}$$

где η — динамическая вязкость.

Величина, обратная вязкости, называется *текучестью:*

$$\alpha^* = \frac{1}{\eta}. \tag{1.16}$$

В табл. 2,3 приведены величины вязкости чистой воды и растворов наиболее распространенных в природных водах солей.

При исследовании природных вод используется понятие *относительной вязкости*:

$$\varphi = \frac{\eta_р}{\eta_в}, \tag{1.17}$$

где $\eta_р$ — динамическая вязкость раствора; $\eta_в$ — динамическая вязкость чистой воды.

Поверхностное натяжение. Возникает в результате уменьшения площади поверхности жидкости, молекулы которой обладают повышенной энергией. Удельная свободная поверхностная энергия σ равна работе, необходимой для увеличения площади поверхности S на 1 м^2:

$$\sigma = \frac{dF}{dS}. \tag{1.18}$$

Таким образом, поверхностное натяжение, численно равное величине σ, это сила, с которой стремится к сжатию расположенная на поверхности полоска жидкости шириной в 1 м:

$$\sigma = \frac{rh\delta g}{2}, \tag{1.19}$$

где r — радиус капилляра; δ — плотность жидкости; h — высота поднятия жидкости в капилляре; g — ускорение силы тяжести.

В табл. 4,5 приведены величины поверхностного натяжения чистой воды и растворов наиболее распространенных в природных водах солей.

1. Плотность растворов солей, наиболее распространенных в природных водах, кг/м³

Соль	Температура, $T-273$	Относительная весовая концентрация раствора, %															
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	15	20	25	30	40	50
$CaCl_2$	20	1007	1015	—	1032	—	1049	—	—	—	1083	1135	1177	1228	1282	1396	—
$Ca(NO_3)_2$	18	—	1014	—	1029	—	1045	—	—	—	1077	1125	1164	1211	1259	1366	—
$MgSO_4$	15	1009	1019	—	1039	—	1059	—	—	—	1102	1165	1221	—	—	—	—
	20	—	1019	—	1039	—	1060	—	—	—	1103	1166	1220	—	—	—	—
$MgCl_2$	20	—	1015	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1176	—	—	—	—
	30	—	1012	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1171	—	—	—	—
$Mg(NO_3)_2$	18	1006	1014	—	1030	—	1046	—	1062	—	1079	—	1172	—	1278	—	1538
Na_2CO_3	14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1209	—	1327	—	—
	20	—	1020	—	—	—	—	—	—	—	1104	1160	—	—	—	—	—
$NaHCO_3$	18	1006	1013	1021	1028	1035	1043	1050	1058	—	—	—	—	—	—	—	—
Na_2SO_4	10	1009	1018	—	1037	—	1056	—	1075	—	—	—	—	—	—	—	—
	20	1008	1016	—	1035	—	1053	—	1072	—	1091	—	—	—	—	—	—
	25	1006	1015	—	1033	—	1051	—	1070	—	1089	—	1189	—	—	—	—
NaCl	15	1007	1014	—	1029	—	1044	—	1059	—	1074	—	1152	—	—	—	—
	20	1005	1012	—	1027	—	1041	—	1056	—	1071	—	1148	—	—	—	—
K_2CO_3	0	1009	1019	—	—	—	—	—	—	—	1096	—	1198	—	—	1424	1552
	10	1009	1018	—	—	—	—	—	—	—	1094	—	1194	—	—	1419	1546
	25	1006	1015	—	—	—	—	—	—	—	1089	—	1188	—	—	1411	1537
KCl	0	1007	1013	—	—	—	—	—	—	—	1068	—	1140	—	—	—	—
	10	1006	1013	—	—	—	—	—	—	—	1066	—	1137	—	—	—	—
	25	1003	1010	—	—	—	—	—	—	—	1062	—	1131	—	—	—	—
K_2SO_4	20	1006	1014	1022	1031	1039	1047	1056	1064	1073	1081	—	—	—	—	—	—

Примечание: при составлении таблиц 1—5, 8—12, 19, 20 использовались данные Справочника химика (1965), Краткого справочника физико-химических величин (1974), Справочника экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем (1975), Справочника по свойствам, методам анализа и очистки воды (1980).

2. Вязкость чистой воды, 10^{-3} н · с/м²

Температура $T - 273$	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
η	1,792	1,308	1,005	0,801	0,656	0,549	0,469	0,406	0,356	0,316	0,284

3. Величины вязкости растворов наиболее распространенных в природных водах солей, 10^{-3} н · с/м²

Соль	Температура, $T - 273$														
	0			10			20			30			40		
	Относительная весовая концентрация раствора, %														
	5	10	20	5	10	20	5	10	20	5	10	20	5	10	20
NaCl	1,862	2,030	2,676	1,388	1,524	1,966	1,085	1,190	1,535	0,878	0,962	1,239	—	—	—
KCl	1,70	1,63	—	1,27	1,25	1,28	0,99	0,99	1,02	0,80	0,81	0,85	—	—	—
$CaCl_2$	1,92	2,17	3,14	1,41	1,58	2,32	1,10	1,27	1,89	—	—	—	—	—	—
$MgCl_2$	2,19	2,84	5,18	1,58	2,00	3,73	1,18	1,50	2,74	—	—	—	—	—	—
Na_2SO_4	—	—	—	—	—	—	1,19	1,40	2,25	0,94	1,11	1,72	0,77	0,91	1,38
$MgSO_4$	—	—	—	—	—	—	1,33	1,86	4,10	1,05	1,45	3,1	0,84	1,16	2,40
Na_2CO_3	—	—	—	—	—	—	1,29	1,74	4,02	1,03	1,38	2,91	0,82	1,10	2,25

4. Поверхностное натяжение чистой воды, 10^{-3} н/м

Температура, $T-273$	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
σ	75,62	74,20	72,75	71,15	69,55	67,90	66,17	64,41	62,60	60,74	58,84

5. Поверхностное натяжение растворов наиболее распространенных в природных водах солей, 10^{-3} н/м

Соль	Температура, $T-273$	Относительная весовая концентрация раствора, %						
		0	5	10	15	20	50	σ_{max}
$CaCl_2$	30	71,12	72,80	74,80	77,00	79,20	—	86,40
$Ca(NO_3)_2$	20	72,53	73,35	74,32	75,32	—	—	—
K_2CO_3	20	72,75	74,90	75,10	—	78,60	103,8	—
KCl	18	72,41	73,60	74,75	—	77,25	—	—
K_2SO_4	18	72,72	73,70	74,80	75,75	—	—	—
$MgCl_2$	30	71,12	73,00	74,05	77,10	79,30	—	80,15
$MgSO_4$	18	72,51	—	74,40	75,90	77,50	—	78,61
$Mg(NO_3)_2$	20	72,53	73,50	74,60	—	—	—	75,20
NaCl	18	72,41	73,95	75,65	—	—	—	76,93
$NaNO_3$	30	71,12	71,90	72,80	73,70	74,70	82,60	—
Na_2SO_4	18	72,47	73,80	75,15	—	—	—	—

Список литературы

Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т. 1, 486 с.; Т. 2, 456 с.
Кульский Л. А. и др. Справочник по свойствам, методам анализа и очистки воды. К.: Наукова думка, 1980, Т. 1, 680 с.
Справочное руководство гидрогеолога. Л.: Недра, 1967. Т. 1, 592 с.
Химия. Справочное руководство. Пер. с нем. Л.: Химия, 1975. 574 с.
Справочник химика. М.; Л.: Химия, 1965. Т. 3, 1006 с.

Глава 2
ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПОЧВОГРУНТАХ

В формировании ионно-солевого состава ирригационно-грунтовых и поровых вод, а также твердой фазы солей в почвогрунтах, наряду с физико-химическими процессами, существенную роль играют такие водно-физические процессы, как испарение, транспирация, капиллярное и конвективное перемещение растворов.

§ 1. Испарение

Испарение — это процесс перехода вещества из жидкого или твердого состояния в газообразное (пар). Испарение с поверхности суши зависит от температуры и влажности воздуха

и испаряющей поверхности, давления, скорости ветра над испаряющей поверхностью, строения пород зоны аэрации и почв, характера растительности, экспозиции испаряющей поверхности, глубины залегания грунтовых вод и других факторов. Обычно величина испарения определяется весовым методом с помощью почвенных и гидравлических испарителей (лизиметров), а также по формулам, эмпирическим графикам, методами теплового и водного баланса и др. Над водной поверхностью испарение определяется с помощью эмпирических формул, полученных при использовании закона Дальтона:

$$Q = \frac{Kd_{в}S}{P}; \quad d_{в} = E_{у} - e; \quad E_{у} = 6{,}1 \cdot 10^{\frac{7{,}63\,(T-273)}{T-31}};$$

$$e = E'_{у} - A\,(T - T')\,P, \qquad (2.1)$$

где Q — количество испарившейся воды с какой-либо поверхности в единицу времени; K — коэффициент пропорциональности; $d_{в}$ — дефицит влажности воздуха; P — атмосферное давление; S — площадь испаряющей поверхности; $E_{у}$ — упругость насыщающего пара при данной температуре; e — упругость водяного пара при той же температуре; T — температура над поверхностью испарения; A — коэффициент, учитывающий скорость ветра; T' — показание температуры смоченного термометра; $E_{у}$ — упругость насыщающего пара при температуре смоченного термометра.

Потенциально возможное испарение с водной поверхности в данных условиях называется *испаряемостью*. Расчетная величина испаряемости над поверхностью суши необходима для вывода эмпирических формул и построения графиков, с помощью которых можно вычислить величины испарения с поверхности земли за счет почвенной влаги, грунтовых вод и т.д. Величины испаряемости численно всегда больше испарения.

При отсутствии участков со свободной поверхностью воды величины испарения формируются за счет испарения почвенной влаги и грунтовых вод. Испарение грунтовых вод осуществляется при их близком залегании, когда глубины уровня капиллярной каймы (*УКК*) или уровня грунтовых вод (*УГВ*) равны или меньше глубины, при которых возникают процессы внутригрунтового испарения и транспирации. Максимальных величин испарение грунтовых вод достигает в тех случаях, когда значения *УГВ* приближаются к нулю. Испарение грунтовых вод определяется из следующего балансового уравнения:

$$v_{гр} = v_{исп} - v_{атм} + v_{ст}, \qquad (2.2)$$

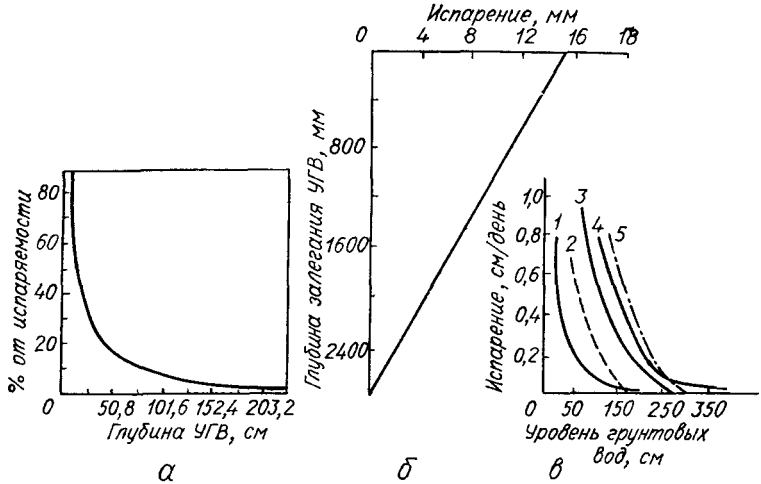


Рис. 1. Зависимость интенсивности испарения грунтовых вод от глубины залегания их уровня:

а — по данным Мильфордской опытной станции (Калифорния); *б* — по данным М. М. Крылова, 1959; *в* — по данным В. А. Ковды, 1946 и Talsma, 1963 (*1* — Нидерланды, *2* — Барабинская степь (СССР); *3* — Калифорния (США), *4* — Бухара (СССР), *5* — Голодная степь (СССР).

где $v_{гр}$ — скорость испарения грунтовых вод; $v_{исп}$ — скорость испарения с поверхности суши; $v_{атм}$ — скорость поступления воды с осадками; $v_{ст}$ — скорость расходования воды с поверхностным и подземным стоком.

Величины расходования грунтовых вод на испарение рассчитываются с помощью эмпирических формул, описывающих зависимости между испаряемостью, испарением и глубиной залегания грунтовых вод или их капиллярной каймы:

$$v = v_0\left(1 - \frac{h}{h_0}\right)^n; \quad v = v_0 e^{-\frac{h^n}{\alpha}}; \quad v = v_0 e^{-\alpha \frac{h}{h_к}}, \qquad (2.3)$$

где v — скорость испарения; v_0 — скорость испаряемости; h — глубина залегания грунтовых вод; h_0 — критическая глубина испарения грунтовых вод; n, α — эмпирические коэффициенты; $h_к$ — мощность капиллярной каймы грунтовых вод. Зависимость между интенсивностью испарения грунтовых вод и глубиной залегания их уровня оценивается с помощью графиков (рис. 1) и таблиц. В случае, если грунтовые воды залегают глубоко от поверхности земли, величина испарения формируется в основном за счет почвенной влаги:

$$v_п = v_{атм} - v_{ст}. \qquad (2.4)$$

Испарение воды из почвы в основном осуществляется с ее поверхности, однако в случае, если влажность почвы меньше максимальной гигроскопичной, происходит внутрипочвенное испарение, скорость которого значительно меньше.

§ 2. Транспирация

Транспирация — это процесс испарения воды живыми растениями. Интенсивность транспирации зависит от вида растения, дефицита влажности воздуха, его температуры, скорости ветра, влажности и температуры почвы, экспозиции, глубины залегания грунтовых вод и др. Величина транспирации оценивается *транспирационным коэффициентом* — количеством килограммов воды, необходимым для синтеза 1 кг сухого органического вещества тканей растений. Эта величина колеблется от 200 до 500 и более (для люцерны, например, величина K_T составляет 1000—1600). *Скорость транспирации* можно определить по уравнению

$$v_т = \frac{VK_т}{tS}, \qquad (2.5)$$

где K_T — транспирационный коэффициент; V — объем образовавшейся на какой-либо площади сухой ткани растений; t — время вегетационного периода; S — площадь транспирации.

Величина скорости транспирации колеблется от $(2{,}7 - 4{,}1) \cdot 10^{-4}$ у хвойных растений до $(6{,}3 - 6{,}8) \cdot 10^{-4}$ м/сут у трав и культурных растений. Мощность зоны транспирации, то есть глубина, с которой растения могут использовать грунтовые и поровые воды на транспирацию, изменяется от 2—3 (свекла, хлопчатник, люцерна) до 20—30 м (хвойные деревья); в среднем в пределах лесостепи и лесной зоны эта величина составляет 10—12 м. В естественных условиях транспирация сочетается с *прямым (физическим) испарением* воды из почвы. *Суммарное испарение*, или *эвапотранспирация*, зависит как от климатических условий, так и от состава почвенного покрова и растительности. Обычно в умеренных широтах физическое испарение составляет 40—60 %, уменьшаясь с севера на юг.

Оценка роли транспирации в суммарном испарении, а следовательно, и в перемещении влаги капиллярной каймы для некоторых районов СССР дана в табл. 6.

Величина физического испарения для почвогрунтов в условиях высокополнотных насаждений (2 кг/м^2 и более воздушно-сухой надземной органической массы и для слоя подстил-

6. Соотношение физического испарения и транспирации за вегетационный период (Э. А. Соколенко и др., 1976)

Местоположение	Культура	Транспирация, % от суммарного испарения
Ростовская обл.	Рис	47—54
Голодная степь	Рис	53—56
Приазовье (Нижнедонская и Донская оросительные системы)	Пшеница	54—57
Украина, юг	Кукуруза	44—55
Саратовская обл.	Сахарная свекла	64
Ташкент, севернее города	Хлопок	48—65
Узбекистан	Картофель	46—66

ки 0,02—0,03 м) может быть определена по следующим эмпирическим зависимостям:

а) в апреле и октябре

$$И_ф = Ос_{\leqslant 10} + 5n_{>10} + 0{,}1\,(n_{б.ос.} - 3n_{>10}); \qquad (2.6)$$

б) в мае — сентябре

$$И_ф = Ос_{\leqslant 10} + 10n_{>10} + 0{,}1\,(n_{б.ос.} - 2n_{>10}), \qquad (2.7)$$

где $И_ф$ — физическое испарение, мм; $Ос_{\leqslant 10}$ — осадки, равные и менее 10 мм; $n_{>10}$ — количество дней с осадками более 10 мм; $n_{б.ос.}$ — количество дней без осадков.

§ 3. Капиллярное поднятие растворов

Капиллярное поднятие растворов обусловлено наличием в толще пород мелких пор, пустот, трещин, обладающих капиллярными свойствами. Капиллярные явления служат причиной формирования поровых вод в породах зоны аэрации, в том числе капиллярной каймы или зоны грунтовых вод.

Высота капиллярного поднятия, связанного с силами поверхностного натяжения воды, зависит от размера пор-капилляров, механического состава пород, однородности и формы пор, удельного веса, температуры, минерализации и ионно-солевого состава вод. С уменьшением минерализации и температуры поверхностное натяжение возрастает, что способствует более высокому капиллярному поднятию воды; повышение плотности воды действует в обратном направлении. Повышение температуры воды существенно снижает величину поверхностного натяжения в связи с резким уменьшением ее вязкости (см. табл. 2). Высота капиллярного поднятия в метрах рассчитывается по формуле

$$h_к = \frac{2\sigma 10^{-4}}{r\delta g}, \qquad (2.8)$$

7. Предельные высоты капиллярного поднятия пресных вод в некоторых породах (Справочное руководство гидрогеолога, 1967)

Породы	Значения, м
Песок крупнозернистый	0,02—0,035
Песок среднезернистый	0,12—0,35
Песок мелкозернистый	0,35—1,2
Супесь	1,2—3,5
Суглинок	3,5—6,5
Глина	6,5—12,0

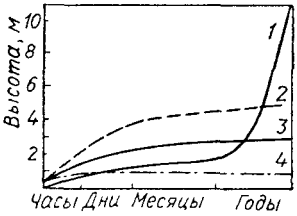


Рис. 2. Общая схема высоты и скорости капиллярного поднятия воды в почвах (В. А. Ковда, 1973):

1 — глины; *2* — лессы, *3* — суглинки; *4* — пески и супеси.

где $h_к$ — высота капиллярного поднятия; σ — поверхностное натяжение; r — эффективный радиус капилляров; δ — плотность воды; g — ускорение силы тяжести.

При $g = 9{,}81$ и $\sigma = 74 \cdot 10^{-3}$ н/м формула (2.8) упростится следующим образом:

$$h_к = \frac{0{,}15 \cdot 10^{-5}}{r\delta}. \qquad (2.9)$$

В песчано-глинистых породах высота капиллярного поднятия приближенно определяется по формуле

$$h_к = 0{,}446\frac{1-n}{n} \cdot \frac{10^{-2}}{D}, \qquad (2.10)$$

где n — коэффициент пористости, доли единицы; D — эффективный действующий диаметр капилляров.

Для практических целей высоту капиллярного поднятия воды в породе зоны аэрации обычно определяют в полевых условиях при наблюдениях над распределением влаги в почвенно-грунтовом профиле выше уровня грунтовых вод. Высота капиллярного поднятия возрастает с увеличением дисперсности пород (табл. 7, рис. 2).

§ 4. Конвективное перемещение

Возможность перемещения растворенных веществ с движущейся гравитационной водой основана на том, что при движении раствора с любой скоростью частицы растворенного вещества не теряют своих связей с окружающими их молекулами воды. В условиях покоя или движения раствора перемещение частиц растворенного вещества относительно моле-

кул воды и скорость этого перемещения будут определяться лишь температурой и давлением среды.

При фильтрации раствора в условиях установившегося водно-солевого режима в химически нейтральной однородной пористой среде при данных физических и физико-химических условиях будет справедливо следующее уравнение:

$$Cv_{н}S_{н} = Cv_{к}S_{к}, \qquad (2.11)$$

где C — концентрация растворенных веществ в растворе в начале и конце пути фильтрации; $v_{н}$, $v_{к}$ — начальная и конечная скорости фильтрации раствора; $S_{н}$, $S_{к}$ — начальное и конечное сечения фильтрационного потока.

Из уравнения (2.11) следует, что масса вещества, прошедшая в единицу времени через начальное сечение фильтрационного потока, равна массе вещества, прошедшего за то же время через конечное сечение. В естественных условиях фильтрации подземных вод уравнение (2.11) не всегда справедливо вследствие изменения величины C при фильтрации под влиянием процессов сорбции (десорбции), ионного обмена, растворения (осадкообразования), молекулярной диффузии, осмоса, дисперсии скоростей, потери раствора за счет фильтрации в направлениях, нормальных потоку, и т. д.

На большинстве действующих оросительных массивов минерализация растворов в фильтрационном потоке зависит от скорости фильтрации, причем зависимость эта имеет гиперболический характер. Это связано с процессами взаимодействия вод с породами, в которых они циркулируют. Поэтому в практике эксплуатации оросительных систем в условиях неустановившегося водно-солевого режима уравнение (2.11) будет справедливо в следующем виде:

$$C_{н}v_{н}S_{н} \gtreqless C_{к}v_{к}S_{к}, \qquad (2.12)$$

где $C_{н}$, $C_{к}$ — начальная и конечная концентрации раствора.

В результате масса вещества, проходящего через конечное сечение фильтрационного потока, больше или меньше исходной. Конвективное перемещение солей фильтрационным потоком осуществляется за счет внутренних и внешних сил. Свободная конвекция происходит за счет таких внутренних причин, как разности температур и плотностей раствора; принудительная конвекция происходит за счет разностей напорных градиентов или пластовых давлений.

Перемещение солей фильтрационным потоком происходит при движении их водного раствора, которое подчиняется законам гидродинамики в их приложении к пористой среде.

В соответствии с основным законом фильтрации (закон Дарси) движение подземных вод описывается следующим уравнением:

$$Q = -S \frac{a_п}{\eta} \cdot \frac{\Delta P}{\Delta l}, \qquad (2.13)$$

где Q — фильтрационный расход воды в единицах объема за единицу времени; S — сечение фильтрационного потока; Δl — длина пути фильтрации; $\Delta P = \delta \Delta H$ — приведенное давление (ΔH — изменение напора на расстояние Δl в линейных единицах; δ — плотность воды); η — вязкость воды; $a_п$ — коэффициент проницаемости. Величина $\frac{a_п}{\eta}$ называется *коэффициентом фильтрации* и имеет размерность скорости.

В том случае, если перемещение солей определяется главным образом процессом фильтрации раствора, уравнение их конвективного движения в дифференциальной форме выглядит следующим образом:

$$\frac{dC}{dt} = v_x \frac{dC}{dx} + v_y \frac{dC}{dy} + v_z \frac{dC}{dz} = \bar{v} \operatorname{div} C, \qquad (2.14)$$

где C — концентрация раствора; t — время фильтрации; v_x, v_y, v_z — истинная скорость фильтрационного потока в направлениях x, y, z.

В случае одномерного движения фильтрационного потока

$$\frac{dC}{dt} = v_x \frac{dC}{dx}. \qquad (2.15)$$

Практически ведущая роль перемещения солей фильтрационным потоком отмечается в следующих случаях: 1) при фильтрации ирригационных вод в слабозасоленных породах зоны аэрации; 2) при подъеме уровня ирригационно-грунтовых вод в слабозасоленных породах; 3) при перемещении ирригационно-грунтовых вод вдоль потока в условиях хорошего дренажа; 4) при движении высокоминерализованных инфильтрационных и грунтовых вод; 5) при движении вод любой минерализации в химически чистых крупнодисперсных породах (пески, галечники, щебень, монолитные трещиноватые породы и т.п.).

Список литературы

Бондаренко Н. Ф. Физика движения подземных вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1973. 216 с.

Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги. М.: Наука, 1964. 243 с.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. 2. 468 с.

Константинов А. Р. Испарение в природе. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 532 с.
Костяков А. Н. Основы мелиораций. М.: Гос. изд-во сельскохозяйств. лит., 1951. 750 с.
Кулик Н. Ф. Водный режим песков аридной зоны. Л.: Гидрометеоиздат, 1979. 280 с.
Справочное руководство гидрогеолога. Л.: Недра, 1967. Т. 1. 592 с.

Глава 3

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ИОННО-СОЛЕВОГО СОСТАВА ИРРИГАЦИОННО-ГРУНТОВЫХ И ПОРОВЫХ ВОД

В условиях орошения, особенно в первые годы, ведущими факторами формирования гидрохимического режима могут стать физико-химические факторы, а на некоторых фазах режима преобладающими становятся такие отдельные процессы, как растворение, выщелачивание, кристаллизация, ионный обмен, адсорбция, молекулярная и конвективная диффузии, смешение и др.

§ 1. Растворение

Под *растворением* понимают процесс перехода молекул и ионов твердых, жидких или газообразных веществ в смежную фазу в результате теплового движения частиц растворяющегося вещества и растворителя. Вещество, растворяющееся в растворителе, может химически с ним взаимодействовать с выделением или поглощением энергии. При растворении одного вещества в другом без значительного химического взаимодействия термический эффект отсутствует. Процесс растворения сопровождается диффузией, в результате которой молекулы, переходящие из одной фазы в другую, равномерно распределяются по всему объему растворителя.

Мерой растворимости вещества в том или ином растворителе при данных условиях является концентрация его *насыщенного раствора*. Раствор считается насыщенным, если при данных условиях он находится в динамическом равновесии с растворяющимися веществами, то есть из такого раствора в единицу времени выделяется столько же вещества, сколько поступает. Растворимость выражается в относительных весовой (%) и объемной (доли единицы) формах, весовой (кг/м^3), молярной (кмоль/м^3), моляльной (кмоль/1000 кг) формах, в кг или молях на 1 кг чистой воды.

Величина растворимости зависит от природы растворяемого вещества и растворителя, температуры и давления. Чем

слабее связи между ионами растворяющегося вещества и сильнее взаимодействие его частиц с частицами растворителя, тем больше величина растворимости. С повышением температуры растворимость увеличивается (если растворение сопровождается поглощением тепла) или уменьшается (если растворение сопровождается выделением тепла). В результате растворимость твердых веществ с повышением температуры обычно возрастает, а газов — снижается (табл. 8). Величины *термического эффекта* растворения некоторых солей приведены в табл. 9. Если растворение не сопровождается термическим эффектом, растворимость веществ повышается во всех случаях при увеличении температуры вследствие усиления теплового движения частиц в веществе и растворителе.

Зависимость растворимости газов от давления определяется законом Генри, согласно которому растворимость газа прямо пропорциональна его давлению над раствором при постоянной температуре:

$$C = KP, \tag{3.1}$$

где C — количество растворенного в жидкости газа; P — давление газа над раствором; K — коэффициент пропорциональности, равный растворимости газа при давлении $1013 \cdot 10^2$ Па (зависит от температуры, природы газа и растворителя). Согласно закону Генри-Дальтона, растворимость каждого из компонентов смеси газов в жидкости пропорциональна парциальному давлению каждого газа.

Растворимость твердых веществ при постоянных температуре и давлении есть величина постоянная в данном растворителе и определяется *произведением растворимости*, представляющем собой произведение молярных концентраций ионов данного вещества в насыщенном растворе. В соответствии с законом действия масс, растворение вещества ($AB \rightleftarrows A + B$) регулируется константой равновесия:

$$K = \frac{[A]\,[B]}{[AB]}. \tag{3.2}$$

Поскольку в насыщенном растворе в присутствии твердой фазы концентрация молекул AB есть величина постоянная, то

$$[A]\,[B] = \text{const} = L. \tag{3.3}$$

Постоянная L является функцией температуры и давления. Чем меньше величина L, тем менее растворимо данное вещество. Правило произведения растворимости справедливо лишь для малорастворимых веществ; оно позволяет рассчитать концентрацию одного из ионов малорастворимой соли по извест-

8. Относительная объемная растворимость воздуха и некоторых газов в воде, доли единицы

Газ	Температура, $T-273$									
	0	10	20	25	30	40	50	60	80	100
Воздух	0,0288	0,0226	0,0187	—	0,0161	0,0142	0,0130	0,0122	—	—
CO_2	1,713	1,194	0,878	0,759	0,655	0,530	0,436	0,359	—	—
O_2	0,0489	0,038	0,031	0,0301	0,0276	0,0237	0,0213	0,0195	0,0177	0,017

Примечание: парциальное давление газов равно $1013 \cdot 10^2$ Па.

9. Теплота растворения солей в воде (U) при температуре 298 К, 10^6 Дж/кмоль.

Соль	Концентрация раствора, моль на 1 кг H_2O									
	0,01	0,1	0,3	0,5	1,0	3	5	10	15	Насыщенный
$CaCl_2$	—82,74	—80,93	—80,31	—79,81	—79,09	—	—	—	—	—
NaCl	4,061	4,250	4,250	4,103	3,789	2,659	1,989	—	—	1,951
K_2SO_4	24,49	24,80	24,28	23,59	—	—	—	—	—	22,80
KCl	17,41	17,56	17,56	17,44	17,29	16,18	—	—	—	15,46
KNO_3	35,05	34,79	—	—	—	—	—	—	—	—

ной концентрации другого иона. Произведения растворимости распространенных в природных водах солей приведены в табл. 10.

10. Произведение растворимости труднорастворимых солей, кмоль/м³

Соль	Температура, $T-273$	L	$-\lg L$
$CaCO_3$	15	$9{,}9 \cdot 10^{-9}$	8,01
	20	$1{,}2 \cdot 10^{-8}$	7,92
$CaSO_4$	10	$6{,}1 \cdot 10^{-5}$	4,21
	25	$2{,}4 \cdot 10^{-5}$	4,62
$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	25	$1{,}3 \cdot 10^{-4}$	3,89
$Mg(OH)_2$	20	$1{,}2 \cdot 10^{-11}$	10,92
	25	$5{,}5 \cdot 10^{-12}$	11,26
$MgCO_3$	20	$2 \cdot 10^{-4}$	3,68
$MgCO_3 \cdot 3H_2O$	12	$2{,}6 \cdot 10^{-5}$	4,59
$AgCl$	25	$1{,}8 \cdot 10^{-10}$	9,74
$Fe(OH)_2$	25	$1{,}4 \cdot 10^{-12}$	11,85
	18	$4{,}8 \cdot 10^{-16}$	15,32
FeS	25	$5 \cdot 10^{-18}$	17,30
$BaSO_4$	25	$1{,}5 \cdot 10^{-9}$	8,82
$Cu(OH)_2$	25	$2{,}2 \cdot 10^{-20}$	19,66
$Al(OH)_3$	26	$4 \cdot 10^{-33}$	32,40
	18	$1{,}9 \cdot 10^{-33}$	32,72
$Fe(OH)_3$	18	$3{,}8 \cdot 10^{-38}$	37,42
CuS	25	$6 \cdot 10^{-38}$	37,22
HgS	25	$5 \cdot 10^{-52}$	51,30

В соответствии с диффузионно-кинетической теорией растворения, этот процесс можно выразить следующим уравнением:

$$\frac{dm}{dt} = \alpha (C_н - C) S, \qquad (3.4)$$

где m — масса вещества, перешедшего в раствор; t — время растворения; α — коэффициент скорости растворения; $C_н$ — весовая концентрация вещества в насыщенном растворе, C — весовая концентрация вещества в растворе; S — площадь поверхности растворения.

Величина α, изменяющаяся в природных водах от 10^{-9} до 10^{-4} м/с, определяется из выражения

$$\frac{1}{\alpha} = \frac{1}{\alpha_ф} + \frac{1}{\alpha_д}, \qquad (3.5)$$

где $\alpha_ф$ — коэффициент скорости межфазового растворения, определяемый реакцией взаимодействия растворяющегося вещества с растворителем; $\alpha_д$ — коэффициент скорости диффузионного растворения, определяемый скоростью диффузии.

В результате процесс растворения лимитируется величинами $\alpha_ф$ и $\alpha_д$.

Растворение имеет *диффузионный* характер в том случае, если его скорость лимитируется величиной $\alpha_д$, то есть $\alpha_ф \gg \alpha_д$. При этом скорость растворения твердой фазы тем больше, чем выше *градиенты концентрации* в растворе, что обеспечивается достаточным оттоком раствора и поступлением новых порций растворителя к поверхности растворяющегося вещества. Зависимость величины α от скорости обмена растворителя определяется по формуле

$$\alpha = Kv^n, \tag{3.6}$$

где α — коэффициент скорости растворения; v — скорость движения растворителя относительно твердой фазы; K, n — эмпирические коэффициенты, зависящие от природы твердой фазы и растворителя, температуры, давления и других условий внешней среды. Скорость диффузионного растворения зависит от вязкости растворителя и коэффициента молекулярной диффузии:

$$\alpha = \frac{\varepsilon D_М^{\frac{2}{3}}}{\eta}, \tag{3.7}$$

где $D_М$ — коэффициент молекулярной диффузии; ε — постоянная для всех диффузионно растворяющихся солей; η — коэффициент кинематической вязкости.

Большинство хорошо растворимых солей, обладающих высокой величиной скорости межфазного растворения (галит, сода, мирабилит и др.), характеризуются диффузионным типом растворения и хорошо растворяются при перемешивании раствора, независимо от его температуры. При малом объеме растворителя раствор быстро достигает степени насыщения, градиент концентрации приближается к нулю и растворение прекращается.

Растворение имеет *кинетический* характер, когда его скорость лимитируется величиной $\alpha_ф$, то есть $\alpha_ф \ll \alpha_д$. При этом скорость движения растворителя (скорость обмена) существенно не влияет на скорость растворения, так как даже при малых объемах и больших величинах коэффициента диффузии раствор достигает степени насыщения очень медленно, вследствие малой скорости межфазового растворения. Повышение температуры способствует возрастаиию величины $\alpha_ф$, и скорость растворения в этом случае существенно увеличивается. Кинетическим типом растворения характеризуется большинство слаборастворимых солей, таких как $CaCO_3$, $CaSO_4$, $MgCO_3$, $SiCO_3$, $Fe(OH)_2$ и др.

В зависимости от гидродинамических условий, растворение солей, находящихся в водовмещающих породах, может носить чисто диффузионный, чисто кинетический и диффузионно-кинетический характер.

Диффузионный характер растворения присущ подземным водам зоны замедленного водообмена, когда поступление растворителя к твердой фазе затруднено вследствие ничтожных скоростей движения воды. Подобные явления наблюдаются и в водах зоны активного водообмена, вмещающихся в слабопроницаемых породах в условиях слабого дренажа. В этих случаях скорость растворения будет в основном зависеть от коэффициента диффузии растворенных частиц, скорости движения подземных вод и вязкости раствора.

Кинетнческий и кинетически-диффузионный характер растворения наблюдается при значительных скоростях фильтрации подземных вод и почвенных растворов, когда в породах преобладают слаборастворимые соли, при этом скорость растворения практически не зависит от скорости движения воды.

В целом скорость растворения солей твердой фазы зависит от состава подземных вод, скоростн их движения, свойств растворяющегося тела и размеров растворяющейся поверхности, длительности контакта вод с твердой фазой, формы растворяющихся частиц твердой фазы, температуры и вязкости вод, направления движения воды, кислотно-щелочной и окислительно-восстановительной обстановки.

Растворение в значительной степени влияет на ионно-солевой состав подземных вод в том случае, если почвы, породы зоны аэрации и водовмещающие породы содержат значительное количество легкорастворимых солей или даже солевые пояса и прослойки.

Растворимость солей в природных водах существенно зависит от температуры, давления, присутствия других солей в растворе. Например, растворимость сульфата кальция (гипса) в чистой воде в интервале 0—40 °С повышается от 1,759 кг/м^3 до 2,110 кг/м^3, при дальнейшем повышении температуры растворимость этой соли снижается, составляя при 100 °С лишь 0,66 кг/м^3. Растворимость гипса в растворах солей резко повышается с возрастанием их концентрации; например, в воде, содержащей около 140 кг/м^3 NaCl, растворимость сульфата кальция составляет 7,3 кг/м^3, а в растворе $Mg(NO_3)_2$ растворимость гипса достигает 15 кг/м^3. В растворах, насыщенных $CaCl_2$, растворимость NaCl снижается до 4 кг/м^3, а $CaSO_4$ — до 0,4 кг/м^3. В целом растворимость соли повышается при увеличении в растворе концентраций ионов, разноименных с ионами данной соли, и снижается при увеличении в растворе концентраций ионов, одноименных с ионами

11. Вероятные значения относительной весовой растворимости (%) наиболее распространенной в поровых водах четырехкомпонентной солевой системы при температуре 298 К

NaCl	Na_2SO_4	$MgCl_2$	$MgSO_4$	Состав твердой фазы
22,9	6,9	—	—	$NaCl + Na_2SO_4$
19,4	8,2	2,4	—	»
14,0	10,6	5,9	—	$NaCl + Na_2SO_4 + Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$
7,4	13,75	10,15	—	$NaCl + Na_2SO_4$
—	16,4	14,65	1,45	$NaCl + Na_2SO_4 + MgSO_4 \cdot 7H_2O$
10,35	9,15	9,7	—	$NaCl + Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$
5,15	8,6	14,9	—	»
—	7,9	20,5	0,9	»
—	6,75	20,9	2,0	$NaCl + Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O + MgSO_4 \cdot 7H_2O$
—	11,8	17,55	1,15	$NaCl + MgSO_4 \cdot 7H_2O$
—	4,2	23,2	2,8	»
—	2,3	25,95	3,3	$NaCl + MgSO_4 \cdot 7H_2O + MgSO_4 \cdot 6H_2O$
—	0,8	29,8	3,3	$NaCl + MgSO_4 \cdot 6H_2O + MgSO_4 \cdot 5H_2O$
—	0,6	31,1	3,0	$NaCl + MgSO_4 \cdot 5H_2O + MgSO_4 \cdot 4H_2O$
—	0,4	34,4	1,9	$NaCl + MgSO_4 \cdot 4H_2O + MgCl_2 \cdot 6H_2O$
0,3	—	35,5	—	$NaCl + MgCl_2 \cdot 6H_2O$
14,2	15,0	—	—	$Na_2SO_4 + Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$
4,55	22,3	4,7	—	»
—	25,05	6,2	1,35	$Na_2SO_4 + Na_2SO_4 \cdot 10H_2O + Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$
10,3	14,2	5,9	—	$Na_2SO_4 + Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$
3,75	21,2	6,4	—	»
—	22,0	2,8	8,8	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O + Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$
—	19,1	—	15,7	»
—	17,1	10,65	5,7	$Na_2SO_4 + MgSO_4 \cdot 7H_2O$
—	18,1	5,4	11,95	»
—	19,0	—	19,0	»
—	12,9	—	21,5	$Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O + MgSO_4 \times 7H_2O$
—	11,65	4,9	14,95	То же
—	10,7	9,7	9,3	»
—	9,45	15,0	4,55	»
—	—	26,3	4,8	$MgSO_4 \cdot 7H_2O + MgSO_4 \cdot 6H_2O$
—	—	29,8	3,95	$MgSO_4 \cdot 6H_2O + MgSO_4 \cdot 5H_2O$
—	—	31,5	3,25	$MgSO_4 \cdot 5H_2O + MgSO_4 \cdot 4H_2O$
—	4,55	34,3	2,25	$MgSO_4 \cdot 4H_2O + MgCl_2 \cdot 6H_2O$

данной соли. В табл. 11 приведены вероятные значения растворимости наиболее типичной для природных поровых растворов четырехкомпонентной системы.

Наиболее ярко влияние температуры сказывается на растворении сульфата натрия, который преобладает в породах зоны аэрации и почвах в условиях естественного и вторичного засоления. При температуре раствора менее 283 К — это среднерастворимая соль, растворение которой имеет диффузионно-кинетический характер; при температуре раствора бо-

лее 283 К процесс растворения принимает диффузионный характер, растворимость резко возрастает, достигая десятых долей кг на 1 кг раствора (табл. 12).

Насыщенные растворы при наличии твердой фазы представляют собой гетерогенные равновесные системы с различной степенью устойчивости. *Пересыщенные (метастабильные) растворы* обладают небольшой степенью устойчивости и переходят в стабильное состояние в результате весьма слабых воздействий; например, при внесении в такой раствор кристалла растворимого вещества начинается бурное выпадение из раствора твердой фазы. В природных водах степень пресыщения отдельных солей значительно выше их метастабильного пресыщения в чистой воде, иными словами, растворимость и скорость растворения солей в воде, содержащей другие химические соединения, выше, чем в чистой воде. Это связано с тем, что в природных водах имеются анионы и катионы, образующие с компонентами растворяющегося вещества устойчивые комплексные соединения. В результате, например, концентрация кальция в природной воде при растворении в ней $CaCO_3$ определяется не наличием лишь свободных ионов Ca^{2+}, а суммой молярных концентраций ионов кальция и кальция, закомплексованного с анионами солей, имеющихся в воде:

$$\sum_{Ca} = [Ca^{2+}] + [CaHCO_3^+] + [CaCO_3^0] + [CaSO_4^0] + [CaCl_2^0]. \quad (3.8)$$

Растворимость солей при этом прямо пропорциональна константе устойчивости комплексных соединений, образуемых компонентами растворяющихся в водном растворе веществ. Записав в общем виде реакцию комплексообразования $MeA_m^{n-mk} \rightleftarrows Me^{n^+} + m\,A^{k^-}$, получим в соответствии с законом действия масс:

$$\frac{[Me^{n^+}]\,[A^{k^-}]^m}{[MeA_m^{n-mk}]} = \text{const} = K,\ K' = \frac{1}{K}, \quad (3.9)$$

где $[Me^{n^+}]$ — молярная концентрация центрального иона с зарядом n^+; $[A^{k^-}]$ — молярная концентрация аддена с зарядом k^-; m — число адденов, координированных вокруг иона-комплексообразователя; $[MeA_m^{n-mk}]$ — молярная концентрация комплексного соединения с суммарным зарядом $n - mk$; K — константа устойчивости комплексного соединения; K' — соответственно константа нестойкости.

Если в растворе одновременно протекают реакция образования твердой фазы малорастворимого соединения $Me^{n^+} + C^{p^-} = \underset{\downarrow}{MeC^{n-p}}$ и реакция образования растворимого комп-

12. Растворимость наиболее распространенных в природных водах солей (b), 10^{-3} кг/кг H_2O

Соль	Температура растворения, T-273								
	0	10	20	30	40	50	60	80	100
$CaCO_3$	0,081	0,070	0,065	0,052	0,044	0,038	—	—	—
$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	1,76	1,93	2,06	2,12	2,11	1,8	—	—	0,66
$CaSO_4 \cdot 0{,}5H_2O$	—	9,9	7,9	6,6	5,5	4,7	—	2,6	—
$Ca(HCO_3)_2$	139	—	143	—	146	—	150	152	155
$CaCl_2$	595	650	745	1000	1155	1320	—	1470	1584
$Ca(NO_3)_2$	1020	1146	1288	1494	1890	2800	—	—	3630
$CaHPO_4$	—	—	0,2	—	0,38	—	0,18	—	0,25
$Ca(OH)_2$	1,76	1,70	1,60	1,48	1,37	1,27	1,14	0,92	0,72
$MgSO_4$	255	304	351	397	447	504	548	548	502
$MgCl_2$	529	538	548	560	580	—	613	658	730
$Mg(NO_3)_2$	640	701	733	773	812	859	919	1101	—
Na_2CO_3	70	122	218	397	488	473	464	451	447
$NaHCO_3$	69	82	96	111	127	—	164	202	243
Na_2SO_4	45	96	192	408	484	466	453	433	423

$NaCl$	357	357	359	361	364	368	372	381	394
$NaNO_2$	714	—	829	—	957	—	1123	1355	1600
$NaNO_3$	727	759	876	961	1049	1141	1247	1490	1760
Na_3PO_4	54	—	—	—	233	—	543	680	946
Na_2HPO_4	16	39	77	242	551	802	829	924	1041
NaH_2PO_4	577	699	852	1064	1382	1586	1793	2073	2484
K_2CO_3	1070	1092	1100	1137	1169	—	1257	1392	1558
$KHCO_3$	227	279	333	391	456	527	600	—	—
K_2SO_4	72	93	111	130	148	165	182	214	241
KCl	280	312	344	374	403	431	458	—	560
KNO_2	2795	—	3067	—	3348	—	3494	3760	4090
KNO_3	131	212	316	460	639	855	1101	1688	2436
K_3PO_4	794	881	985	1131	1353	—	1785	—	—
K_2HPO_4	856	1200	1598	1788	2106	—	—	—	—
KH_2PO_4	148	183	226	280	335	408	501	704	—
KOH	972	1024	1124	1315	1353	—	1475	1625	1793

Примечание: пересчет растворимости b в растворимость p, выраженную в кг на 1 кг раствора, производится по формуле $p = \frac{100b}{100 + b}$

лексного соединения $Me^{n+} + A^{m-} = MeA^{n-m}$, то соединение MeC^{n-p}, в свою очередь, растворяется, вступая во взаимодействие с адденами, находящимися в растворе:

$$\underset{\downarrow}{MeC^{n-p}} + A^{m-} = MeA^{n-m} + C^{p-}. \qquad (3.10)$$

В соответствии с законом действия масс:

$$K = \frac{[MeA^{n-m}][C^{p-}]}{[A^{m-}]} = \frac{[MeA^{n-m}][C^{p-}]}{[A^{m-}]} \cdot \frac{[Me^{n+}]}{[Me^{n+}]} =$$

$$= \frac{L_{MeC^{n-p}}}{L_{MeA^{n-m}}}[MeA^{n-m}]. \qquad (3.11)$$

Из уравнения (3.11) следует, что произведение растворимости малорастворимого соединения MeC^{n-p} в природных водах является не только функцией температуры и давления, но зависит от устойчивости комплексов, образуемых компонентами этого соединения, в данном случае от устойчивости комплекса MeA^{n-m}.

Степень пресыщения раствора количественно оценивается *коэффициентом пресыщения*:

$$\gamma_{пр} = \frac{C}{C_н}, \qquad (3.12)$$

где C — концентрация вещества в пресыщенном растворе; $C_н$ — концентрация того же вещества в насыщенном растворе.

Для количественной оценки процессов растворения при движении подземных вод в засоленных породах или поровых растворов в породах зоны аэрации используется *коэффициент скорости растворения*, который характеризует скорость растворения солей. Коэффициент скорости растворения зависит от природы соли, состава растворителя, температуры, давления, скорости фильтрации раствора и т.д. При практических расчетах переход солей из твердой фазы в жидкую и наоборот наряду с уравнением (3.4) ориентировочно вычисляется и по следующей формуле:

$$\frac{dN_т}{dt} = \alpha(C - C_н), \qquad (3.13)$$

где $N_т$ — содержание солей в твердой фазе (концентрация гипотетического раствора); $C_н$ — концентрация солей в насыщенном растворе; C — концентрация раствора; t — время растворения; α — коэффициент скорости растворения (при $\alpha > 0$ соли растворяются, а при $\alpha < 0$ выпадают в осадок из перенасыщенного раствора).

В природных условиях величина α зависит от количества солей в породе, причем в случае значительного их количества скорость растворения может стать пропорциональной количеству растворяющейся соли:

$$\alpha = \alpha_0 \sqrt{N_т}, \tag{3.14}$$

где α_0 — константа, зависящая от скорости фильтрации.

Величина α определяется экспериментально для каждой соли в зависимости от заданных внешних условий (температуры, вязкости воды, состава водного раствора и т.д.). Данные режимных наблюдений за ионно-солевым составом пород и движущихся в них водных растворов также позволяют рассчитать величину α. В условиях, когда процессы растворения имеют существенное значение в формировании минерализации растворов, коэффициент скорости растворения определяется следующим образом:

$$\alpha = \frac{v\lambda}{x} = \frac{\lambda}{t}, \tag{3.15}$$

где v — скорость фильтрации; x — глубина расчетного слоя от поверхности земли; t — время растворения; λ — эмпирический коэффициент.

Величина λ определяется из выражения

$$e^{-\lambda} = \frac{C_0 - C}{C_0 - C_2}, \tag{3.16}$$

где C_0 — исходная концентрация солей в расчетном слое; C — конечная (расчетная) концентрация солей; C_2 — концентрация солей в водах, поступающих из соседних слоев.

В условиях высокой засоленности пород и минерализации растворов при ничтожно малой скорости фильтрации вод, величина v практически не учитывается, а расчеты коэффициента растворения ведутся по формуле

$$\alpha = \frac{D_Ф \lambda}{x^2}, \tag{3.17}$$

где $D_Ф$ — коэффициент конвективной диффузии в породах.

Пример 1. При промывке засоленных легкорастворимыми солями почвогрунтов в течение 1,5 сут при скорости фильтрации, равной 3 м/сут, и минерализации промывочной воды $C_2 = 0{,}3$ кг/м^3 на глубине 2 м от поверхности земли концентрация солей в породах изменилась от 45 кг/м^3 до 3 кг/м^3. Найти величину коэффициента растворения солей.

1. Найти величину λ по уравнению (3.16):

$$\lambda = -\ln \frac{45 - 3}{45 - 0{,}3} = 0{,}06$$

2. Найти величину α по уравнению (3.15):

$$\alpha = \frac{3 \cdot 0{,}06}{2} = 0{,}09 \text{ 1/сут}$$

§ 2. Выщелачивание

Под *выщелачиванием* понимают переход в жидкую фазу одного или нескольких компонентов твердого вещества под воздействием водного раствора газов, кислот, щелочей и других веществ.

В отличие от растворения выщелачивание — это более сложный и чаще всего необратимый процесс, обычный в природных условиях (например, разложение породы подземными водами). Наиболее распространенными в природных водах видами выщелачивания являются углекислотное выщелачивание, гидролиз, окисление. Все виды выщелачивания сопровождаются химическим взаимодействием компонентов твердого вещества с водой и растворенными в ней ранее веществами (газами, кислотами, щелочами и др.).

При *углекислотном выщелачивании* компоненты, поступающие из твердого вещества, взаимодействуют с водой и растворенным в ней свободным углекислым газом. Например, при выщелачивании карбонатных пород наиболее распространены реакции типа

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows Ca^{2+} + 2HCO_3^-. \qquad (3.18)$$

При *гидролизе* происходит связывание одного из ионов воды или обоих с компонентами твердой фазы с образованием труднорастворимых веществ. Например, гидролиз силикатов натрия, сульфатов алюминия и железа сопровождается следующими реакциями:

$$\begin{aligned}
&2Na_2SiO_3 + H_2O \rightarrow \underline{Na_2Si_2O_5} \downarrow + 2NaOH;\\
&Al_2(SO_4)_3 + 6H_2O \rightarrow \underline{2Al(OH)_3} \downarrow + 3H_2SO_4;\\
&Fe_2(SO_4)_3 + 6H_2O \rightarrow \underline{2Fe(OH)_3} \downarrow + 3H_2SO_4;\\
&FeSO_4 + 2H_2O \rightarrow \underline{Fe(OH)_2} \downarrow + H_2SO_4.
\end{aligned} \qquad (3.19)$$

При гидролизе в системе природные воды — породы происходит замещение катионов породы на водородные и гидроксильные ионы, образующиеся в больших количествах при диссоциации воды в присутствии кислот:

$$NaAlSi_3O_8 + H_2O + CO_2 \rightarrow HAlSi_3O_8 + NaHCO_3;$$
$$4NaAlSi_3O_8 + 6H_2O + 4CO_2 \rightarrow$$
$$\rightarrow (OH)_8Al_4\,Si_4O_{10} + 4NaHCO_3 + 8SiO_2. \qquad (3.20)$$

В соответствии с реакцией (3.19), *скорость гидролиза* определяется следующим уравнением:

$$v = K_1\,[Al^{3+}]\,[H_2O]^3, \qquad (3.21)$$

где v — скорость гидролиза; $[Al^{3+}]$ — молярная концентрация алюминия в растворе; K_1 — константа.

Поскольку концентрация молекул воды всегда находится в избытке, ее можно считать постоянной. Тогда $v = K_2\,[Al^{3+}]$, то есть скорость гидролиза пропорциональна концентрации породообразующих катионов.

При *окислении* вещества твердой фазы взаимодействуют с кислородом, растворенным в воде; образующиеся вещества переходят в раствор и в зависимости от растворимости удерживаются в нем или выпадают в осадок:

$$4Fe\,(OH)_2 + O_2 + 2H_2O \rightarrow \underline{4Fe\,(OH)_3};$$
$$\downarrow$$
$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O = 2FeSO_4 + 2H_2SO_4;$$
$$4FeSO_4 + 2H_2SO_4 + O_2 = 2Fe\,(SO_4)_3 + 2H_2O;$$
$$PbS + 2O_2 = PbSO_4. \qquad (3.22)$$

С увеличением общей концентрации различных солей в водном растворе возрастает интенсивность перехода в раствор некоторых слаборастворимых соединений (кальций, доломит, гипс и др.). Состав добавок в воде также влияет на растворимость этих веществ. Усиление выщелачивания высокоминерализованными растворами обусловлено их повышенной ионной силой.

Растворимость слаборастворимых солей, таких как $CaCO_3$, $CaSO_4$, $MgCO_3$ и др., усиливается в очень значительной степени, если в подземных водах содержатся определенные газы, кислоты, щелочи и другие вещества, то есть она связана с выщелачиванием. Особая роль при этом принадлежит углекислотному выщелачиванию, при котором растворение карбонатных пород происходит в соответствии с уравнением (3.23). Зависимость растворимости $CaCO_3$ от содержания в воде CO_2 приведена в табл. 13. Поскольку растворимость газов в воде пропорциональна их парциальным давлениям, концентра-

13. Весовая растворимость $CaCO_3$ в зависимости от содержания в воде свободного диоксида углерода при температуре 289 К

Растворимость $CaCO_3$, кг/м³	0,0131	0,063	0,13	0,21	0,48	1,1
Содержание CO_2 в воде, 10^{-3} кг/м³	0,00	0,57	5,7	19,0	190,0	1904

ция CO_2 в воде будет прямо зависеть от содержания этого газа в воздухе порового пространства.

Зависимость выщелачивания пород от содержания в воде кислот приведена в табл. 14. Существенное значение для выщелачивания имеет время взаимодействия природных вод с вмещающими их породами (табл. 15).

14. Концентрация катионов в воде и кислых растворах при взаимодействии их с породами, 10^{-3} кг-экв/м³

Растворитель	pH	Гранит	Базальт	Диабаз	Андезит	Роговая обманка
H_2O без CO_2	6,2	0,12	0,21	0,13	0,21	0,64
H_2O при равновесии с воздухом	6,0	0,19	0,32	0,32	0,24	0,80
H_2O с CO_2	4,0	0,81	0,68	0,53	0,86	2,37
0,001н H_2SO_4	3,0	0,90	1,10	0,87	0,86	1,40
0,0012н фульфокислота	3,4	0,97	1,54	1,46	1,55	2,40

15. Зависимость минерализации воды (кг/м³ · 10^{-3}) от времени взаимодействия с породами

Время выщелачивания	Гранит	Базальт	Андезит	Диабаз	Роговая обманка
5 мин	11,0	13,3	—	—	40,1
1 ч	11,6	15,7	15,5	12,1	43,7
1 сут	12,5	20,2	22,1	14,8	52,6
2 сут	15,4	23,4	25,9	17,1	61,0
3 сут	18,7	26,8	29,5	21,6	68,7
1 мес	25,8	32,2	38,9	29,7	96,2
3 мес	36,6	38,1	48,3	33,0	109,9
2 г	73,0	57,8	—	45,5	165,7

Процессы выщелачивания и растворения солей в водовмещающих породах и породах зоны аэрации играют ведущую роль при формировании ионно-солевого состава ирригацион-

но-грунтовых и поровых вод в следующих случаях: 1) при инфильтрации пресных оросительных вод в засоленных породах зоны аэрации; 2) при значительной амплитуде колебаний зеркала грунтовых вод в зоне засоленных пород; 3) при движении ирригационно-грунтовых вод в направлении областей разгрузки в условиях слабого водообмена; 4) при наличии в водах значительного количества химически активных веществ (кислот, газов, щелочей).

При формировании в воде ионов HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+} за счет выщелачивания пород основное значение имеет реакция типа

$$\underbrace{CaCO_3 \cdot MgCO_3}_{\text{доломит, кальцит, магнезит}} + 2H_2O + 2CO_2 \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2 + Mg(HCO_3)_2, \quad (3.23)$$

а при формировании ионов SO_4^{2-} — реакции типа

$$\underbrace{2FeS_2}_{\text{пирит}} + \underbrace{CaCO_3 \cdot MgCO_3}_{\text{доломит}} + 7O_2 + 2H_2O =$$
$$= 2FeSO_4 + CaSO_4 + MgSO_4 + 2H_2O + 2CO_2 \uparrow;$$
$$\underbrace{CaCO_3 \cdot MgCO_3}_{\text{доломит}} + CaSO_4 = \underbrace{2CaCO_3}_{\text{кальцит}} + MgSO_4;$$
$$\underbrace{CaSO_4 \cdot 2H_2O}_{\text{гипс}} + Mg(HCO_3)_2 = \underbrace{CaCO_3}_{\text{кальцит}} +$$
$$+ MgSO_4 + 3H_2O + CO_2 \uparrow;$$
$$\underbrace{CaSO_4 \cdot 2H_2O}_{\text{гипс}} + Na_2CO_3 = \underbrace{CaCO_3}_{\text{кальцит}} + Na_2SO_4 + 2H_2O;$$
$$\underbrace{CaSO_4 \cdot 2H_2O}_{\text{гипс}} + MgCO_3 = \underbrace{CaCO_3}_{\text{кальцит}} + MgSO_4 \cdot 2H_2O. \quad (3.24)$$

Основными породами, которые при этом выщелачиваются, являются доломиты, кальцит, магнезит, гипс, пирит. Ионы натрия и калия поступают в растворы при выщелачивании магматических и метаморфических пород в соответствии с реакциями типа

$$\underbrace{NaAlSi_3O_8}_{\text{альбит}} + CO_2 + H_2O = \underbrace{HAlSi_3O_8}_{\text{алюмосиликаты}} + NaHCO_3. \quad (3.25)$$

При формировании в растворах большинства анионов и катионов за счет растворения солей характерны реакции диссоциации типа

$$CaSO_4 \rightleftarrows Ca^{2+} + SO_4^{2-}; \quad CaCO_3 \rightleftarrows Ca^{2+} + CO_3^{2-};$$
$$NaCl \rightleftarrows Na^+ + Cl^-; \quad Na_2SO_4 \rightleftarrows 2Na^+ + SO_4^{2-}. \quad (3.26)$$

§ 3. Кристаллизация

Кристаллизация — это процесс выпадения твердой фазы из насыщенного раствора в связи с изменением тех условий окружающей среды (температура, давление), при которых ранее между жидкой и твердой фазами существовало динамическое равновесие.

В системе вода — соль концентрация, при которой в данных условиях начинается выпадение твердой фазы, называется *концентрацией кристаллизации*, а температура, при которой начинается выпадение твердой фазы при постоянных концентрации и давлении, называется *температурой кристаллизации*. При постоянной температуре раствор не отвердевает целиком, независимо от его концентрации.

В результате наличия динамического равновесия между твердой и жидкой фазами по мере понижения температуры весь раствор может перейти в твердое состояние. Следовательно, отвердевание раствора происходит на протяжении некоторого интервала температур, причем интервал температуры отвердевания раствора пропорционален концентрации растворенного вещества:

$$\Delta T = KC. \tag{3.27}$$

Величина K является постоянной для данного растворителя и называется *криоскопической постоянной*. Температура, при которой происходит полное отвердевание раствора, называется *эвтектической*. Чем выше растворимость твердой фазы, тем ниже эвтектическая температура раствора. При увеличении концентрации многокомпонентного раствора путем выпаривания или при понижении температуры соли выпадают в осадок в порядке их растворимости: сначала выпадают малорастворимые соли, затем более растворимые. Осадок выделяется в виде чистой соли, кристаллогидрата или их смеси. В *кристаллогидратах* в состав ионных кристаллов входят нейтральные молекулы воды. С повышением температуры кристаллогидрат становится неустойчивым и разлагается с образованием менее гидратированного вещества; при достижении определенной температуры происходит полное обезвоживание осадка.

В зависимости от природы кристаллического вещества и его концентрации количество образующихся кристаллов при кристаллизации можно определить по формуле

$$m = \frac{M_1}{M_2} \cdot \frac{C_0V - Cm_p}{100 - C(M_1/M_2 - 1)}, \tag{3.28}$$

где m — масса образующихся кристаллов; M_1 — молекулярная масса выпавшего из раствора кристаллогидрата; M_2 — молекулярная масса безводной соли; C_0 — начальная весовая концентрация безводной соли в растворе; V — начальный объем раствора; C — относительная весовая концентрация соли после кристаллизации; $m_р$ — масса раствора после кристаллизации.

Для того чтобы рассматриваемый фактор начал оказывать значительное влияние на минерализацию и ионно-солевой состав грунтовых вод в период испарения, должны быть выполнены следующие условия: 1) уровень грунтовых вод должен размещаться на глубине, при которой возможно непосредственное испарение с зеркала воды; 2) скорости притока и оттока грунтовых вод не должны превышать определенных значений.

В случае испарения вод капиллярной каймы, связанной с грунтовыми водами, вода, испаряясь, повышает минерализацию поровых растворов, обогащает почву и породу солями, однако минерализация грунтовых вод при этом не увеличивается. Увеличение их минерализации происходит тогда, когда эти соли вмываются обратно в грунтовые воды под действием инфильтрации осадков или ирригационных вод. В целом в результате испарения вод капиллярной каймы с последующим вмыванием в грунтовые воды продуктов испарения за многолетний период минерализация грунтовых вод повышается одновременно с изменением концентраций отдельных ионов. Таким образом, непосредственное (внутригрунтовое) испарение влияет на минерализацию и ионно-солевой состав грунтовых вод в периоды преобладания испарения над инфильтрацией, а испарение вод капиллярной каймы — в периоды вмывания солей, образовавшихся при этом.

При *испарительном концентрировании* по мере увеличения концентрации каждого из анионов и катионов в воде образуются недиссоциированные молекулы разных солей, и при определенных их концентрациях эти соли начинают выпадать в осадок, то есть начинается кристаллизация. Этот процесс усиливается с понижением температуры, поэтому в случае насыщения некоторыми солями грунтовых вод при температуре испарения они выпадают в осадок лишь через некоторое время, когда температура воды понизится. Например, в условиях недостаточного увлажнения (летом) под влиянием различных факторов, в том числе и испарения, в грунтовых водах накапливаются сульфаты натрия; зимой в результате понижения температуры большая часть сульфата натрия, находившегося в растворе, выпадает в осадок в виде

прозрачных светлых крупных кристаллогидратов мирабилита — $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, который при прогревании пород обезвоживается и кристаллизуется в виде мучнистого белого порошка тенардита Na_2SO_4. Зависимость формы выпадения твердой фазы, находящейся в равновесии с насыщенными растворами солей, наиболее распространенных в природных водах, от температуры раствора приведена в справочниках.

§ 4. Ионный обмен

Ионный обмен, или обменная адсорбция, — это процесс поглощения поверхностным слоем адсорбента ионов из растворов электролитов, сопровождающийся переходом в раствор эквивалентных количеств ионов, поглощенных адсорбентом ранее. В соответствии со знаком обменивающихся ионов адсорбенты (иониты) делятся на катиониты и аниониты. В уравнениях (3.29) приведены примеры соответственно катионо-анионообменных реакций:

$$2Na\,[Kam] + CaCO_3 \rightleftharpoons Ca\,[Kam]_2 + Na_2CO_3;$$
$$2[Ан]\,Cl + Na_2CO_3 \rightleftharpoons [Ан]_2\,CO_3 + 2NaCl, \qquad (3.29)$$

где [Kam] и [Ан] — частицы, из которых состоит адсорбент. Количественно обмен ионов оценивается *емкостью обмена ионита*, то есть концентрацией способных к обмену ионов в поглощенном комплексе ионита (в кг/экв на 1 м^3 ионита или кг-экв/кг). Емкость обмена в данных условиях является для данного ионита величиной постоянной. Условия ионного обмена в значительной мере влияют на величину емкости обмена. Важными факторами, влияющими на емкость обмена, являются pH растворов, концентрация ионов в растворе, дисперсность или величина внутренней поверхности ионитов, типь обменивающихся ионов.

Величина pH среды существенно влияет на обменную емкость слабокислотных и слабоосновных ионитов; емкость сильнокислых и сильноосновных ионитов практически не зависит от величины pH. В природных условиях с увеличением pH раствора емкость обмена естественных адсорбентов повышается. Это связано с тем, что водородные ионы, обладающие максимальной энергией обмена, препятствуют поступлению других катионов в поверхностный слой адсорбента. Чем выше дисперсность или внутренняя поверхность ионита, тем больше емкость обмена. С увеличением концентрации ионов в растворе емкость обмена также возрастает. Зависимость емкости обмена от типа обменивающихся ионов определяется их *энергией обмена* и *сродством обменивающихся ионов*. Чем выше энергия обмена при других равных усло-

виях, тем меньше способность ионов к обмену и обменная емкость ионита. Энергия обмена в значительной степени зависит от валентности и атомного веса ионов, возрастая с их увеличением. Исключение составляют ионы водорода и OH^-, которые, несмотря на одновалентность, обладают наибольшей энергией обмена и способностью к адсорбции. По способности к обмену катионы и анионы можно расположить соответственно в следующие ряды: $H^+ < Fe^{3+} < Al^{3+} < Ba^{2+} < Ca^{2+} < Mn^{2+} < Mg^{2+} < K^+ < Na^+ < Li^+$ и $OH^- < PO_4^{3-} < SO_4^{2-} < NO_2^- = Cl^-$. Емкость обмена ионита тем выше, чем больше сродство обменивающихся ионов, то есть сходство по валентности и величине ионного радиуса (например, Ca^{2+} и Mg^{2+}, Na^+ и Li^+).

Как видно из реакций (3.29), ионный обмен — это самопроизвольный обратимый процесс, протекающий до установления равновесия и подчиняющийся закону действующих масс. Следовательно, *константа равновесия ионного обмена*, являющаяся постоянной при данных температуре и давлении величиной, для реакции (3.29) определяется по уравнению

$$\frac{[x\mathrm{Na}^+]^2 f_{\mathrm{Ca}^{2+}}[\mathrm{Ca}^{2+}]}{[x\mathrm{Ca}^{2+}] f^2_{\mathrm{Na}^+}[\mathrm{Na}^+]^2} = K, \qquad (3.30)$$

где K — константа равновесия ионного обмена: $[Ca^{2+}]$, $[Na^+]$ — молярные концентрации катионов в растворе; $[x\mathrm{Na}^+]$, $[x\mathrm{Ca}^{2+}]$ — моляльные концентрации катионов в поверхностном слое катионита, $f_{\mathrm{Ca}^{2+}}$ и f_{Na^+} — коэффициенты активности катионов в растворе.

Скорость ионного обмена определяется результирующей скоростей прямой и обратной ионнообменных реакций.

Для количественной оценки состояния равновесия ионного обмена можно ввести следующий коэффициент:

$$K_v = \frac{K_э}{K} = \frac{Y_э}{Y}, \qquad (3.31)$$

где $K_э$, $Y_э$ — экспериментальные коэффициенты, найденные при подстановке в уравнения (3.30, 3.32) аналитических значений концентраций; K, Y — теоретическая константа равновесия ионного обмена при данной температуре и давлении и равновесное значение Y, найденное по графику (*а*) на рис. 3. Чем больше единицы величина K_v, тем выше скорость прямой реакции ионного обмена, и чем K_v меньше единицы, тем выше скорость обратной реакции. При $K_v = 1$ ионнообменная система находится в равновесии, результирующая скорость ионного обмена равна 0. Количественно процесс ионного обмена можно оценить с помощью графиков изотерм

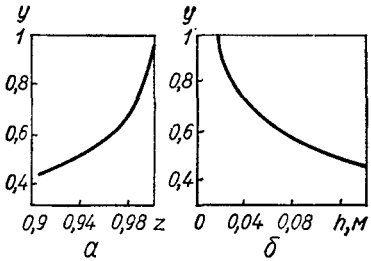


Рис. 3. Ионный обмен Na^+—Ca^{2+} в почве, описанный с помощью уравнений изотерм (3.32, 3.33) В. А. Ковдой и И. Собольч, 1980:

h — глубина от поверхности земли; *а* — равновесные условия; *б* — распределение доли поглощенного натрия по профилю почвы.

обмена (рис. 3), построенных на основе опытных данных. Величины Y и Z на графиках равны:

$$Y = \frac{[x\mathrm{Na}^+]^2}{[x\mathrm{Na}^+]^2 + [x\mathrm{Ca}^{2+}]}; \qquad (3.32)$$

$$Z = \frac{f^2_{\mathrm{Na}^+}[\mathrm{Na}^+]^2}{f^2_{\mathrm{Na}^+}[\mathrm{Na}^+]^2 + f_{\mathrm{Ca}^{2+}}[\mathrm{Ca}^{2+}]}. \qquad (3.33)$$

Равновесные концентрации ионов в поровых растворах находятся по уравнению

$$[\mathrm{И}] = [\mathrm{И}]_э - \frac{([x\mathrm{И}] - [x\mathrm{И}]_э)\,\delta}{(W - W_г)\,10}, \qquad (3.34)$$

где [И] — молярная равновесная концентрация иона в растворе; $[\mathrm{И}]_э$–молярная экспериментальная концентрация иона в растворе; $[x\mathrm{И}]$, $[x\mathrm{И}]_э$ — моляльные равновесная и экспериментальная концентрации иона в обменном комплексе породы; δ — плотность породы; W — наблюдаемая при расчетах влажность пород; $W_г$ — гигроскопическая влажность.

Пример 2. Для почвогрунтов и поровых растворов вторичного солончака дано: $[\mathrm{Na}^+]_э = 6{,}5$ кмоль/м³; $[\mathrm{Ca}^{2+}]_э = 0{,}2$ кмоль/м³; $\mu = 2{,}65$; $[x\ \mathrm{Na}^+]_э = 0{,}25$ кмоль/1000 кг почвы; $[x\ \mathrm{Ca}^{2+}]_э = 0{,}10$ кмоль /1000 кг почвы; $W = 27$ %; $W_г = 9$ %; $\delta = 1300$ кг/м³. Оценить направленность катионообменных процессов в почвогрунтах и определить равновесные концентрации ионов натрия и кальция в растворе и обменном комплексе.

1. Найти величины коэффициентов активности ионов кальция и натрия по графикам, приведенным на рис. 10:

$$f_{\mathrm{Na}^+} = 0{,}85; \quad f_{\mathrm{Ca}^{2+}} = 0{,}35.$$

2. Найти величину Z по уравнению (3.33), подставив в него экспериментальные значения концентраций:

$$Z = \frac{0{,}85^2 \cdot 6{,}5^2}{0{,}85^2 \cdot 6{,}5^2 + 0{,}35 \cdot 0{,}2} = 0{,}997.$$

3. Найти величину Y по графику (*а*) на рис. 3:

$$Y = 0{,}950.$$

4. Найти величину $Y_э$ по уравнению (3.32), подставив в него вместо равновесных значений концентраций ионов экспериментальные:

$$Y_э = \frac{0{,}25^2}{0{,}25^2 + 0{,}10} = 0{,}984.$$

5. Определить направленность реакции катионного обмена по формуле (3.31);

$$K_v = \frac{0{,}984}{0{,}950} > 1,$$

следовательно, реакция (3.29) направлена вправо, в растворе наблюдается недостаток ионов натрия и избыток ионов кальция по сравнению с равновесными их концентрациями.

6. Найти равновесные концентрации $[x\mathrm{Na}^+]$ и $[x\mathrm{Ca}^{2+}]$, уменьшая значения концентраций $[x\mathrm{Na}^+]_э$ и эквивалентно увеличивая значения $[x\mathrm{Ca}^{2+}]_э$, пока правая часть уравнения (3.32) не станет равной величине $Y = 0{,}95$:

$$\frac{0{,}17^2}{0{,}17^2 + 0{,}14} = 0{,}95,$$

следовательно, $[x\mathrm{Na}^+] = 0{,}17$ кмоль/1000 кг почвы; $[x\mathrm{Ca}^{2+}] = 0{,}14$ кмоль/1000 кг почвы.

7. Найти равновесные концентрации ионов натрия и кальция в поровом растворе по уравнению (3.34):

$$[\mathrm{Na}^+] = 6{,}5 + \frac{(0{,}25 - 0{,}17) \cdot 1300}{(27 - 9) \cdot 10} = 7{,}1 \text{ кмоль/м}^3;$$

$$[\mathrm{Ca}^{2+}] = 0{,}2 - \frac{(0{,}14 - 0{,}10) \cdot 1300}{180} = 0{,}2 - 0{,}29 \simeq 0.$$

Следовательно, концентрация кальция в растворе при данной влажности пород достигнет равновесных значений в том случае, когда практически весь кальций из раствора перейдет в обменный комплекс.

Существенную роль процессы ионного обмена в формировании ионно-солевого состава ирригационно-грунтовых вод и поровых растворов в породах зоны аэрации играют в следующих случаях: 1) в условиях неустановившегося ионно-солевого режима, когда изменение концентраций отдельных компонентов в растворе нарушает ионно-обменное равновесие между жидкой коллоидной и твердой фазами; 2) при поступлении оросительных вод небольшой минерализации в породы зоны аэрации и грунтовые воды; 3) при поступлении вод повышенной минерализации в незасоленные породы; 4) при смешении подземных вод различного химического состава; 5) при поступлении вод в водовмещающие породы или почвы, отличающиеся по составу от тех, где эти воды сформировались; 6) при изменении кислотно-щелочной обстановки в водах; 7) при поступлении в почвы и породы вод, катионный состав которых отличается от катионного состава обменного

комплекса твердой фазы; 8) при значительной амплитуде колебаний дисперсности водовмещающей среды.

Ведущее значение в ионном обмене принадлежит катионам, в связи с тем что природные сорбенты (коллоидный комплекс пород и почв) состоят в основном из оксидов кремния, полуторных оксидов железа, алюминия и других металлов, то есть из отрицательно заряженных частиц, поглощающих катионы. В результате обменный комплекс пород и почв состоит преимущественно из катионов, способных к обмену с другими катионами. Роль анионов в обменных реакциях, протекающих в природных условиях, невелика. Ионный обмен комплексно определяется величиной *емкости обмена поглощенного комплекса* (кг/м^3), константой равновесия ионнообменной реакции и скоростью ионного обмена, характеризующейся коэффициентом скорости ионного обмена. *Коэффициент скорости ионного обмена* между породой и раствором определяется из дифференциального линейного уравнения обратимой кинетики обмена:

$$\frac{dN^*}{dt} = \beta^* (C - \gamma^* N^*), \qquad (3.35)$$

где N^* — обменная емкость поглощенного комплекса породы; C — весовая концентрация раствора, обусловленная ионным обменом; t — время; γ^* — константа равновесия обмена в данных условиях; β^* — коэффициент скорости ионного обмена.

Коэффициенты γ^* и β^* определяются по данным режимных наблюдений. Поскольку ионно-обменное равновесие устанавливается довольно быстро, кинетикой обмена можно пренебречь; тогда выражение (3.35) упростится:

$$C = \gamma^* N^*. \qquad (3.36)$$

В обменном комплексе засоленных пород преобладают катионы с минимальными энергиями обмена (Na^+, K^+), а в обменном комплексе незасоленных пород — с максимальными энергиями обмена (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{3+} и др.). Вследствие этого при поступлении пресных оросительных вод в засоленные породы катионы с большей энергией обмена (которые преобладают в слабоминерализованных водах) легко вытесняют из обменного комплекса ионы натрия и калия. И наоборот, при поступлении вод повышенной минерализации, обычно грунтовых, в незасоленные, промытые оросительными водами породы зоны аэрации, ионы кальция и магния замещаются на ионы натрия и калия, в избытке присутствующие в воде. Во втором случае мало энергичные ионы замещают более энергичные вследствие резкого смещения ионно-обмен-

ного равновесия, которое ведет к преобладанию скорости реакции, восстанавливающей это равновесие, то есть к замещению в поглощенном комплексе двухвалентных катионов на одновалентные. В случае, если в породы, насыщенные обменным натрием, поступают слабоминерализованные воды сульфатно-гидрокарбонатного кальциевого или магниевого состава, безвредные для культурных растений, в результате обменных реакций могут образоваться воды, в которых концентрации соды и сульфатов натрия (Na_2CO_3, Na_2SO_4) превышают допустимые для нормального развития растений пределы. Иными словами, процесс катионного обмена в этом случае приводит к накоплению в воде токсичных для растений солей.

Содовые воды обычно образуются в пределах плоских речных террас, сложенных суглинистыми породами, с избытком натрия в поглощенном комплексе, возникшем при испарении поровых вод. Территории эти чаще всего распространены в пределах степных участков лесостепной зоны, где грунтовые воды, имеющие гидрокарбонатный кальциевый состав, залегают неглубоко от поверхности земли. Содовые воды образуются в зоне подъема уровня грунтовых вод в результате обменных реакций типа

$$Ca(HCO_3)_2 + 2Na^+ (\textit{поглощ. комп.}) \rightleftarrows \rightleftarrows 2NaHCO_3 + Ca^{2+} (\textit{поглощ. комп.}). \quad (3.37)$$

Существенное значение ионный обмен имеет при формировании ирригационно-грунтовых вод за счет инфильтра-

16. Состав поглощенных катионов и емкость поглощения некоторых почв в слое 0—0,2 м (Н. И. Горбунов, 1957)

Почва	Емкость поглощения, 10^{-2} кг-экв на 1000 кг почвы					
	Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^+	Na^+	$H^+ + Al^{2+}$	$\Sigma_{кат}$
Дерново-подзолистая	5,0	2,0	—	—	7,0	14,0
То же, на суглинке	0,3	0,3	—	—	18,4	19,0
Чернозем мощный	43,5	7,1	—	—	—	50,6
То же, южный маломощный	25,14	5,01	—	1,45	—	33,6
Светло-каштановая	24,78	4,80	—	1,44	—	31,0
Солонец глубокостолбчатый	11,59	2,65	—	1,75	—	15,9
Такыр солончаковый	5,95	1,56	1,53	1,47	—	10,51
Желтоземно-подзолистая	7,17	4,75	—	—	0,18	12,1
Краснозем	2,40	1,75	—	—	7,22	11,35
Бурая горно-лесная	8,0	4,8	—	—	4,0	26,8

17. Емкость поглощения органической и минеральной части почв
(Н. И. Горбунов, 1978)

Почва	Содержание гумуса, %	Емкость поглощения, 10^{-2} кг·экв на 1000 кг почвы		
		органическая часть	минеральная часть	сумма
Сильноподзолистая	2,82—0,66	2,8—0,9	7,2—5,2	10—6,1
Слабоподзолистая	5,29—2,10	11,9—0,5	14,6—18,5	26,5—19,0
Чернозем	7,20—5,96	31,2—27,9	25,6—25,0	56,8—52,9
Каштановая	2,07—1,60	7,4—6,0	8,6—11,3	16,0—17,3

ционных при малых скоростях фильтрации. Инфильтрационные воды по мере движения в порах пород зоны аэрации изменяют свою минерализацию и ионно-солевой состав за счет катионного обмена; поступая на уровень грунтовых вод в первые годы орошения, эти воды резко повышают минерализацию верхнего слоя ирригационно-грунтовых вод. Такие же процессы происходят в зоне подъема уровня грунтовых вод в результате значительных фильтрационных потерь в условиях недостаточного дренажа. Особенно интенсивно катионный обмен происходит в системе почвенный раствор — твердая фаза — коллоидная фаза. В зависимости от типа почвы и наличия в ней гумуса состав поглощенного комплекса и емкость поглощения будут различны (табл. 16, 17), соответственно этому и будет определяться состав ионов в жидкой фазе.

§ 5. Адсорбция

Адсорбцией называют изменение содержания данного компонента в поверхностном слое вещества по сравнению с содержанием его во внутренних слоях. Адсорбция — процесс самопроизвольный, возникающий на поверхности раздела двух фаз, где всегда имеется избыточная поверхностная энергия, обусловленная особым положением молекул вещества в поверхностном слое. В соответствии со вторым законом термодинамики, свободная поверхностная энергия (изобарный потенциал) стремится к минимуму, что осуществляется либо за счет уменьшения суммарной поверхности раздела (в случае твердого вещества — укрупнения частиц), либо за счет притяжения к поверхности раздела более мелких частиц из дисперсионной среды.

Вещество, на поверхности которого происходит адсорбция, называется *адсорбентом*, а поглощаемое вещество — *адсорбатом*. Растворение адсорбата в адсорбенте, то есть

переход его с поверхности внутрь последнего, называется *абсорбцией*. Совокупность процессов адсорбции и абсорбции называется *сорбцией*. Поглощающее и поглощаемое вещества при этом носят соответственно названия *сорбента* и *сорбтива*. В случае, если сорбтив химически взаимодействует с сорбентом, процесс называется *хемосорбцией*. Сорбентом и сорбтивом могут быть газообразные, жидкие и твердые вещества, образующие гетерогенные фазовые сорбционные системы (газ — жидкость, жидкость — твердое вещество, твердое вещество — газ). Различают *положительную* и *отрицательную адсорбции*. В первом случае содержание данного компонента в поверхностном слое увеличивается по сравнению с содержанием его во внутренних слоях, во втором — наоборот. Выделение с поверхности адсорбента ранее адсорбированных веществ вследствие изменения состояния окружающей среды называется *десорбцией*. Количественно адсорбцию можно оценить величиной *удельной адсорбции*, под которой понимается количество вещества, адсорбированного единицей поверхности или массы адсорбента в условиях, когда скорости адсорбции и десорбции равны. Удельная адсорбция в данной сорбционной системе зависит от температуры, давления и концентрации вещества в среде, соприкасающейся с адсорбентом.

В отличие от хемосорбции, в природных условиях преобладает *физическая адсорбция*, обусловленная дисперсионным, ориентационным и индукционным взаимодействиями адсорбатов с адсорбентами. Обычно физическая адсорбция сопровождается экзотермическим эффектом для газов и эндотермическим — для растворов.

Сорбционно-десорбционные процессы являются равновесными; равновесие системы адсорбент — раствор определяется *коэффициентом распределения*, являющимся при данной температуре величиной постоянной:

$$K = \frac{[x\mathrm{A}]}{[\mathrm{A}]}, \qquad (3.38)$$

где $[x\mathrm{A}]$ — моляльная концентрация иона А в адсорбенте; $[\mathrm{A}]$ — молярная концентрация иона А в растворе.

Способность ионов к комплексообразованию уменьшает сорбционную способность веществ:

$$K' = K\,\frac{[\mathrm{Me}^{n+}]}{\sum \mathrm{Me}}, \qquad (3.39)$$

где K' — коэффициент распределения иона Ме в условиях комплексообразования; K — то же, без комплексообразования; $[\mathrm{Me}^{n+}]$ — концентрация свободных ионов Ме в растворе,

способных к сорбированию; [ΣMe] — суммарная концентрация ионов Me в свободном состоянии и связанных в комплексы.

Процессы сорбции (десорбции) оказывают влияние на ионно-солевой состав грунтовых вод и поровых растворов в том случае, если они слабоминерализованные и движутся с небольшой скоростью в породах, поглощающий комплекс которых имеет свободную сорбционную емкость или избыточное количество катионов по сравнению с равновесными значениями этих величин (кг на 1 м^3 адсорбента). После установления сорбционного равновесия между раствором и породой, в результате которого минерализация пресных вод возрастает или уменьшается за счет десорбции или сорбции катионов, процессы сорбции (десорбции) в дальнейшем не будут при данных условиях оказывать влияние на ионно-солевой состав воды. При изменении условий внешней среды — температуры, давления, минерализации воды — равновесие между сорбцией и десорбцией нарушится и концентрация катионов в воде соответственно изменится до наступления нового равновесия. Количественно эти процессы можно оценить *коэффициентом скорости сорбции*, который характеризует скорость сорбции (десорбции) пород и определяется из уравнения линейной изотермы сорбции в частных производных:

$$\frac{dN_0}{dt} = \beta (C - \gamma_0 N_0), \qquad (3.40)$$

где N_0 — сорбционная емкость породы в данных условиях; C — весовая концентрация раствора; t — время; $\gamma_0 = \frac{C_0}{N_0^*}$; N_0^* — предельная величина N_0 при $C = C_0$; C_0 — начальная весовая концентрация раствора (до сорбции); β — коэффициент скорости сорбции (десорбции). Сорбционное равновесие устанавливается практически мгновенно, поэтому в условиях орошения

$$C = \gamma_0 N_0 \qquad (3.41)$$

§ 6. Отрицательная адсорбция

Отрицательная адсорбция — это процесс, обусловленный отталкиванием анионов раствора отрицательно заряженными поверхностями частиц адсорбента. В результате концентрация анионов (особенно ионов хлора) в растворах, вмещающихся внутри порового пространства почвы, увеличивается с расстоянием от поверхности почвенных частиц. Объем раствора, в котором наблюдаются пониженные концентрации анионов в результате отрицательной адсорбции, называется

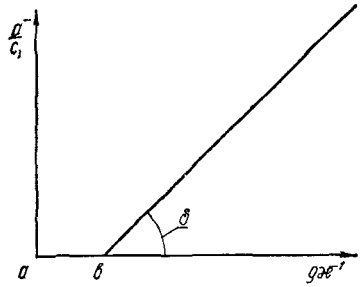


Рис. 4. Зависимость толщины пленки с пониженными концентрациями анионов от величины $g\varkappa^{-1}$ (K. Schofild, 1947):

$ab = \frac{4}{z\sigma\psi}$ — расстояние от заряженной поверхности частиц до точки, где концентрация аниона приближается к нулю; δ — удельная поверхность частиц почвы.

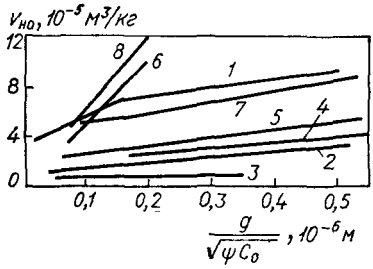


Рис. 5. Отрицательная адсорбция иона хлора в почвах, рассчитанная С. М. Пакшиной (1980) по данным А. В. Трофимова (1925), C. A. Bower, I. O. Goertzen (1955):

1 — саратовский чернозем (растворы $CaCl_2$); *2* — суглинок (растворы $CaCl_2$); *3* — подзолистый горизонт (растворы $CaCl_2$); *4* — суглинок (растворы NaCl); *5* — тонкопылеватый суглинок (растворы $CaCl_2$); *6* — тонкопылеватый суглинок (растворы NaCl); *7* — глины (растворы $CaCl_2$); *8* — глины (растворы NaCl)

нерастворяющим объемом. Величина нерастворяющего объема определяется по формулам:

$$V_{но} = \frac{V(C_1 - C_0)}{C_1} \tag{3.42}$$

$$V_{но} = \frac{a^-}{C_1}\delta_п, \tag{3.43}$$

где $V_{но}$ — нерастворяющий объем, м³/кг; V — фактический объем поровых вод, м³/кг; C_0 — начальная молярная концентрация хлора в растворе; C_1 — молярная концентрация хлора в растворе после смешания с почвой; a^- — отрицательная адсорбция; $\delta_п$ — удельная поверхность почвы; $V_{но} = W_{нв} \cdot 10^{-5}$; $W_{нв}$ — нерастворяющая влажность почвогрунта.

Толщина пленки раствора с пониженной концентрацией аниона $\left(\frac{a^-}{C_1}\right)$ в уравнении (3.43) определяется следующим образом:

$$H = \frac{a^-}{C_1} = g\varkappa^{-1} - \frac{4}{z\sigma\psi}, \tag{3.44}$$

где g — коэффициент, зависящий от соотношения валентности катиона и аниона в растворе соли; σ — поверхностная плотность зарядов на частицах почвы; z — валентность катиона в растворе соли; $\psi = 8\pi F^2/DRT$ (равно $1{,}06 \cdot 10^{16}$ м/моль при 298 К); F — число Фарадея; R — универсальная газо-

вая постоянная; T — абсолютная температура; $\varkappa = \left(\frac{8\pi N_A^2 \varepsilon^2 \mu}{1000DRT}\right)^{0,5}$; ε — элементарный заряд; N_A — число Авогадро; μ — ионная сила раствора; D — диэлектрическая постоянная воды.

Величины g в зависимости от соотношения валентностей аниона и катиона в растворе соли приведены в табл. 18. Количественная оценка уравнений (3.43, 3.44) графическим методом приведена на рис. 4. Величины нерастворяющего объема для различных типов почв и пород в зависимости от концентрации порового раствора, рассчитанные по уравнениям (3.43, 3.44), приведены на рис. 5.

18. Зависимость значений коэффициента (g) от соотношения валентностей катиона и аниона (n) в растворе соли

n	0	1/7	1/6	1/5	1/4	1/3	1/2	1	3/2	2	3
g	3,14	2,91	2,88	2,83	2,76	2,65	2,45	2,00	1,69	1,46	1,16

Пример 3[1]. Начальная концентрация ионов хлора в растворе $CaCl_2$ составляет 0,042 кмоль/м³. Найти концентрацию ионов хлора в растворе после смешения его с тонкопылеватым суглинком при $W = 25$ %, $T = 298$ К.

1. Найти величину g из табл. 18: $g = 1,46$.

2. Найти величину $\frac{g}{\sqrt{\psi C_0}}$ для линии 5 на рис. 5:

$$\frac{g}{\sqrt{\psi C_0}} = \frac{1,46}{\sqrt{1,06 \cdot 10^{16} \cdot 0,042}} = 0,07 \cdot 10^{-6} \text{ м}$$

3. По графику 5 на рис. 5 найти величину $V_{но}$. Эта величина равна $2 \cdot 10^{-5}$ м³/кг, что соответствует величине $W_{нв}$, равной 2 %.

4. По формуле (3.42) найти концентрацию ионов хлора после смешения раствора с почвой, заменив величины V на W:

$$C_1 = \frac{0,042 \cdot 25}{23} = 0,046 \text{ кмоль/м}^3.$$

§ 7. Молекулярная, термо- и бародиффузия

Под *диффузией* в растворах понимают равномерное распределение частиц растворенных веществ в растворителях, обусловленное влиянием теплового движения атомов, ионов, мо-

[1] Этот и все дальнейшие расчеты в данном пособии выполнены при математическом моделировании мелиоративно-гидрохимической обстановки для участка, расположенного в степной зоне УССР в верховьях рек Конка, Гайчул, Мокрые Ялы.

лекул или их комплексов. Растворенные вещества могут находиться в растворе в ионно-молекулярном и коллоидном состояниях, причем скорость диффузии в коллоидных растворах во много раз меньше, чем в истинных. Результатом диффузии является выравнивание концентраций всех растворенных веществ по всему объему раствора.

Молекулярная диффузия — это изменение концентраций растворенного вещества в результате наличия в растворе градиента концентраций; *термодиффузия* и *бародиффузия* — аналогичные процессы, обусловленные наличием в растворе градиентов температур и давлений. Интенсивность молекулярной диффузии количественно оценивается *скоростью диффузии*, которая равна количеству вещества dm, проходящего за промежуток времени dt через поперечное сечение S в условиях, когда разность концентраций вещества на расстоянии dx равна dC (первый закон Фика):

$$dm = -D_{\text{М}} S \frac{dC}{dx} dt, \qquad (3.45)$$

где $D_{\text{М}}$ — коэффициент пропорциональности, называемый *коэффициентом молекулярной диффузии* и численно равный количеству вещества, диффундирующего в единицу времени через единицу сечения при градиенте концентрации $\frac{\partial C}{\partial x}$, равном единице.

Величина скорости молекулярной диффузии прямо пропорциональна температуре раствора и обратно пропорциональна давлению, размеру диффундирующих частиц и вязкости растворителя:

$$D_{\text{М}} = \frac{RT}{N_{\text{А}}} \cdot \frac{10^2}{6\pi\eta r}, \qquad (3.46)$$

где R — универсальная газовая постоянная; T — абсолютная температура; $N_{\text{А}}$ — число Авогадро; η — коэффициент вязкости дисперсионной среды; r — радиус диффундирующих частиц. Величина r определяется атомными и ионными радиусами диффундирующих веществ, значения которых для наиболее распространенных в природных водах ионов даны в табл. 19.

Соответственно скорости термо- и бародиффузии оцениваются уравнениями:

$$dm = -D_{\text{Т}} S \frac{dT}{dx} dt, \qquad (3.47)$$

$$dm = D_{\text{Б}} S \frac{dP}{dx} dt, \qquad (3.48)$$

где $D_{\text{Т}}$ и $D_{\text{Б}}$ — коэффициенты термо- в бародиффузии; T — абсолютная температура раствора; P — давление в рас-

19. Значения величин ионных радиусов наиболее распространенных в природных водах ионов (по Гольдшмидту), 10^{-10} м

Ионы	OH^-	N^{5+}	P^{5+}	Fe^{3+}	Al^{3+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Fe^{2+}
Ионный радиус (r)	1,53	0,15	0,35	0,83	0,57	1,06	0,78	0,67

Продолжение табл. 19

Ионы	Na^+	K^+	NH_4^+	H^+	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	Cl^0
Ионный радиус (r)	0,98	1,33	1,43	1,54	2,30	0,26	1,89	1,81

творе. Интенсивность потока диффузии в растворе (I_g) в целом зависит от физико-химических свойств растворенных веществ и растворителей и пропорциональна градиентам концентрации (grad C), температуры (grad T) и давления (grad P):

$$I_g = -D_M \operatorname{grad} C - D_T \operatorname{grad} T + D_Б \operatorname{grad} P, \qquad (3.49)$$

где D_M, D_T, $D_Б$ — соответственно коэффициенты молекулярной диффузии, термодиффузии и бародиффузии.

Из уравнения (3.49) видно, что направление потока диффузии зависит от абсолютных величин его составляющих. Обычно величина первых двух составляющих преобладает над последней, поэтому в природных условиях диффузионный поток направлен в сторону уменьшения концентраций и температур. Процесс одномерного движения солей в результате молекулярной диффузии выражается уравнением (3.50) в соответствии со вторым законом Фика:

$$\frac{dC}{dt} = -D_M \frac{d^2C}{dx^2}. \qquad (3.50)$$

Процесс многомерного движения солей в пространстве и времени за счет явления молекулярной диффузии при однородности или неоднородности величин D_M в направлениях осей координат описывается уравнениями:

$$\frac{dC}{dt} = -D_M \Delta C, \quad \frac{dC}{dt} = -\bar{D}_M \Delta C, \qquad (3.51)$$

где Δ — оператор Лапласа, равный $\frac{d^2}{dx^2} + \frac{d^2}{dy^2} + \frac{d^2}{dz^2}$; x, y, z — расстояние в направлении осей координат.

Движение солей в результате термо- и бародиффузии в одномерном и многомерном пространстве происходит в соответствии с уравнениями:

$$\frac{dC}{dt} = -D_{\text{Т}}\frac{d^2T}{dx^2}; \quad \frac{dC}{dt} = -D_{\text{Т}}\Delta T; \quad \frac{dC}{dt} = -\bar{D}_{\text{Т}}\Delta T \quad (3.52)$$

и

$$\frac{dC}{dt} = D_{\text{Б}}\frac{d^2P}{dx^2}; \quad \frac{dC}{dt} = D_{\text{Б}}\Delta P; \quad \frac{dC}{dt} = \bar{D}_{\text{Б}}\Delta P \quad (3.53)$$

Математическое описание потока диффузии в целом в одномерном и многомерном пространствах выполняется с помощью следующих уравнений:

$$\frac{dC}{dt} = -D_{\text{М}}\frac{d^2C}{dx^2} - D_{\text{Т}}\frac{d^2T}{dx^2} + D_{\text{Б}}\frac{d^2P}{dx^2} \quad (3.54)$$

и

$$\frac{dC}{dt} = -D_{\text{М}}\Delta C - D_{\text{Т}}\Delta T + D_{\text{Б}}\Delta P; \quad \frac{dC}{dt} = -\bar{D}_{\text{М}}\Delta C - \bar{D}_{\text{Т}}\Delta T + \bar{D}_{\text{Б}}\Delta P. \quad (3.55)$$

Поскольку в толще пород зоны активного водосолеобмена $(\operatorname{grad} T + \operatorname{grad} P) \ll \operatorname{grad} C$ скорость потока диффузии практически равна скорости молекулярной диффузии.

При постоянном давлении вязкость водных растворов, изменяющаяся в больших пределах, имеет весьма существенное значение в формировании величины молекулярной диффузии поступающего в дисперсионную среду диффундирующего вещества. Поскольку вязкость раствора пропорциональна его концентрации практически как в сплошной, так и в пористой среде, в достаточно разбавленных растворах величины $D_{\text{М}}$ обратно пропорциональны содержанию солей в дисперсионной среде; в растворах с высокой концентрацией солей коэффициент молекулярной диффузии с увеличением концентрации возрастает (табл. 20). В связи с этим величины $D_{\text{М}}$, рассчитанные по формулам (3.46) и (3.56), сопоставимы с существующими величинами, полученными экспериментально лишь для слабо- и среднеминерализованных растворов (до 0,5—1 кмоль/м^3).

При определении скорости молекулярной диффузии в пористой среде величина $D_{\text{М}}$, в отличие от диффузии в свободной жидкости, будет представлять собой эффективный коэффициент диффузии и определяться по уравнению

$$D_{\text{П}} = D_{\text{М}}\frac{N\pi D^2\chi 10^{-4}}{4} = D_{\text{М}}\Omega\chi = \frac{RTND^2\chi 10^{-2}}{24N_{\text{А}}\eta r}, \quad (3.56)$$

20. Зависимость коэффициента молекулярной диффузии растворов наиболее распространенных в природных водах солей от их концентраций в воде (сплошная среда) при температуре 298 К, 10^{-4} м²/сут

Соль	Концентрация растворов, кмоль/м³									
	0,000	0,001	0,003	0,005	0,01	0,05	0,1	0,5	1,0	3,0
$CaCl_2$	1,335	1,249	1,201	1,179	—	1,121	1,110	1,140	1,203	1,265
$MgCl_2$	1,249	1,187	1,158	—	—	—	—	—	—	—
Na_2SO_4	1,230	1,175	1,147	1,123	—	—	—	—	—	—
NaCl	1,610	1,585	1,570	1,560	1,545	1,507	1,483	1,474	1,484	1,565
$NaNO_3$	1,568	—	—	1,516	1,503	—	—	—	—	—
KCl	1,993	1,964	1,945	1,934	1,917	1,864	1,844	1,850	1,892	2,112
KNO_3	1,928	1,899	1,879	1,866	1,846	—	—	—	—	—

где $D_П$ — эффективный коэффициент диффузии; D — средний диаметр пор; N — число пор на 1 м²; χ — коэффициент извилистости; Ω — площадь свободного сечения пор на единицу площади полного сечения; остальные обозначения те же, что в уравнении (3.46). Для практических расчетов можно использовать формулы:

$$D_П = D_М \chi n = \frac{RT\chi n 10^2}{6N_A \pi \eta r}; \quad D_П = D_М \frac{2n}{3-n}; \qquad (3.57)$$

$$\chi = \frac{1-(1-n)^{\frac{2}{3}}}{n}, \qquad (3.58)$$

где n — пористость пород, $\chi \simeq 0{,}5$—$0{,}7$ — для рыхлых пород и 0,25 — для плотных пород.

Пример 4. При фильтрации в глинистых породах вод хлоридного натриевого состава дано: минерализация порового раствора — 5 %; средний диаметр пор — $0{,}67 \cdot 10^{-6}$ м; число пор на 1 м² — 1×10^{16}; пористость породы — 0,3; температура раствора — 293 K. Найти величину коэффициента молекулярной диффузии ионов натрия и хлора в сплошной ($D_М$) и пористой ($D_П$) средах.

1. Найти вязкость порового раствора NaCl по табл. 3 ($\eta = 1{,}085 \cdot 10^{-3}$ н · с/м²).

2. Найти коэффициент извилистости породы по формуле (3.58):

$$\chi = \frac{1-(1-0{,}3)^{\frac{2}{3}}}{0{,}3} = 0{,}7.$$

3. Найти величины ионных радиусов Na^+ и Cl^- по табл. 19:

$$r_{Na^+} = 0{,}98 \cdot 10^{-10} \text{ м}; \quad r_{Cl^-} = 0{,}26 \cdot 10^{-10} \text{ м}$$

4. Найти коэффициент молекулярной диффузии ионов натрия в сплошной среде по уравнению (3.46):

$$D_М = \frac{8{,}31 \cdot 10^3 \cdot 293 \cdot 10^2}{6{,}02 \cdot 10^{23} \cdot 6 \cdot 3{,}14 \cdot 1{,}085 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}98 \cdot 10^{-10}} = 2{,}02 \cdot 10^{-4}\ м^2/сут.$$

5. Найти коэффициент молекулярной диффузии ионов натрия в пористой среде по уравнению (3.56):

$$D_П = \frac{8{,}31 \cdot 10^3 \cdot 293 \cdot 1 \cdot 10^{16} (0{,}67 \cdot 10^{-6})^2\, 0{,}7 \cdot 10^{-2}}{24 \cdot 6{,}02 \cdot 10^{23} \cdot 1{,}085 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}98 \cdot 10^{-10}} = 0{,}5 \cdot 10^{-4}\ м^2/сут.$$

6. Найти величины $D_М$ и $D_П$ для ионов хлора:

$$D_М = 7{,}58 \cdot 10^{-4}\ м^2/сут; \quad D_П = 1{,}88 \cdot 10^{-4}\ м^2/сут.$$

7. Найти величины $D_П$ для ионов натрия и хлора по упрощенным уравнениям (3.57):

$$D_П = (0{,}42 - 0{,}45)\ 10^{-4}\ (для\ ионов\ натрия),$$

$$D_П = (1{,}59 - 1{,}68)\ 10^{-4}\ (для\ ионов\ хлора).$$

Процессы молекулярной диффузии проявляются в различной степени, в зависимости от гидродинамических условий водоносных горизонтов, главным образом от скорости фильтрации растворов. Молекулярная диффузия преобладает в растворах, движущихся в поровом пространстве с малыми скоростями. Подобные условия типичны для подземных вод, залегающих на больших глубинах в зонах замедленного водообмена, либо для вод зоны активного водообмена, фильтрующихся в слабопроницаемых породах, имеющих малые коэффициенты фильтрации.

Значение величин $D_П$ и $D_М$ наиболее распространенных в природных водах солей в сплошной и пористой средах приведены в табл. 20 и 21.

21. Коэффициенты молекулярной диффузии в водных растворах (пористая среда) (Э. А. Соколенко и др., 1976)

Пористая среда	Пористость, доли ед.	Соль	Концентрация раствора, кмоль/м³	Температура, T-273	Коэффициент диффузии, 10^{-4} м/сут
Стеклянные шарики диаметром $0{,}2 \cdot 10^{-3}$ м	0,385	NaCl	1	22	0,810
То же, $0{,}4 \cdot 10^{-3}$ м	0,390	»	0,002	24	0,540
Каолинитовая глина	0,590	»	насыщ.	22	0,885
Чернозем деградированный	—	»	»	25	0,567
Майкопская глина	0,487	»	»	22	0,484
Хвалынская глина	0,534	»	»	22	0,780
Кальциевый бентонит	—	$CaCl_2$	0,075	22	0,110
Моренная глина	—	»	0,75	22	0,152

§ 8. Конвективная (фильтрационная) диффузия

В условиях конвективного перемещения растворов с минерализацией C_0 в поровых водах, с минерализацией $C_п$ в связи с дисперсией скорости фильтрации и молекулярной диффузией образуется переходная зона l, в пределах которой концентрация суммарного раствора C изменяется от C_0 до $C_п$ (рис. 6). При этом в точках, находящихся в середине переходной зоны l_0, величина концентрации суммарного раствора будет равна

$$C_{ср} = \frac{C_0 + C_п}{2}. \qquad (3.59)$$

Ширина переходной зоны, увеличивающаяся пропорционально времени фильтрации ($l = f\sqrt{t}$), определяется величинами коэффициентов молекулярной диффузии и дисперсии скоростей фильтрационного потока:

$$D_Ф = D_М + D_C, \qquad (3.60)$$

где $D_М$ — коэффициент молекулярной диффузии; D_C — коэффициент дисперсии скоростей фильтрационного потока; $D_Ф$ — коэффициент конвективной (фильтрационной) диффузии.

Таким образом, под *коэффициентом конвективной (фильтрационной) диффузии* понимается количество вещества, проходящего в порах пород через сечение площадью 1 м^2 в течение одних суток под влиянием процессов молекулярной диффузии и дисперсии скоростей фильтрации раствора в порах, при градиенте концентрации и скорости фильтрации, равных единицам. Коэффициент конвективной (фильтрационной) диффузии характеризует действительную (истинную) скорость частиц растворенного вещества в переходной зоне, обусловлен-

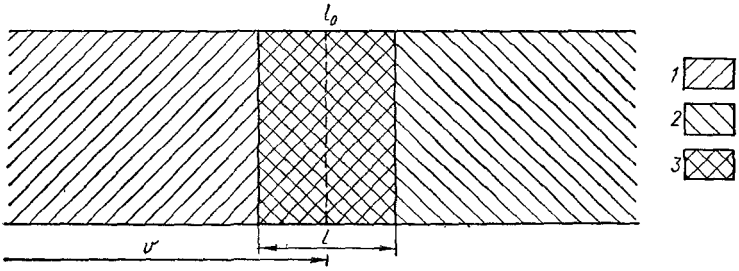


Рис. 6. Схема распределения солей в поровом растворе при движении одного раствора в другом в пределах водовмещающих пород:

1 — раствор с минерализацией C_0, движущийся со скоростью v; *2* — неподвижный поровый раствор с минерализацией $C_п$; *3* — раствор переходной зоны с минерализацией C, изменяющийся от C_0 до $C_п$.

ную процессами молекулярной диффузии и дисперсии скоростей в фильтрационном потоке. Скорость эта определяется следующим уравнением:

$$v_{конв} = v_{дисп} + v_{диф}, \tag{3.61}$$

где $v_{конв}$ — скорость частиц, обусловленная молекулярной диффузией и дисперсией скоростей; $v_{дисп}$ — скорость частиц, обусловленная дисперсией скоростей в фильтрационном потоке; $v_{диф}$ — скорость частиц, обусловленная молекулярной диффузией, $v_{диф} > 0$, если вектор градиента концентрации $\frac{dC}{dx}$ совпадает с направлением фильтрационного потока; $v_{диф} < 0$ — в обратном случае; $v_{диф} = 0$ при $\frac{dC}{dx} = 0$. Действительная скорость растворенных частиц $v_д$ в переходной зоне с учетом действительной скорости фильтрационного потока v равна

$$v_д = v + v_{конв}. \tag{3.62}$$

При этом в условиях, когда $v_{дисп} > v_{диф}$, $v_{конв} > 0$ — в точках переходной зоны, находящихся вправо от сечения фильтрационного потока, соответствующего на рис. 6 линии l_0, независимо от соотношения C_0 и C; $v_{конв} < 0$ — в точках, находящихся влево от сечения; $v_{конв} = 0$ — в точках, расположенных в пределах сечения. В условиях, когда $v_{диф} > v_{дисп}$, $v_{конв} > 0$ — в точках правой части переходной зоны при $C_0 > C$; $v_{конв} < 0$ в точках левой части переходной зоны при $C > C_0$. Следует отметить, что в природных условиях на скорость движения растворенного вещества в переходной зоне влияют, кроме того, такие процессы, как растворение и выпадение солей в осадок, сорбция (десорбция), ионный обмен, термодиффузия, осмотическое давление.

Дисперсия скоростей фильтрации поровых растворов. Характеризует рассеяние (размыв) границы разделов двух жидкостей или растворов в процессе фильтрации вследствие различия истинных скоростей фильтрации в порах породы. Дисперсия скоростей в фильтрационном потоке подчиняется тем же закономерностям, что и молекулярная диффузия, вследствие малых размеров поровых каналов и определяется величиной

$$D_C = \lambda v = \lambda \frac{v_0}{n}, \tag{3.63}$$

где D_C — коэффициент дисперсии скоростей фильтрационного потока; v — истинная скорость фильтрации; λ — коэффициент, связанный с дисперсией скоростей фильтрации, зависящий от структуры породы, направления и скорости фильт-

рации, v_0 — скорость фильтрации; n — пористость породы. В случае рассеяния границы раздела двух растворов с различными концентрациями *коэффициент дисперсии скоростей фильтрации* характеризуется количеством вещества, проходящего в порах пород через сечение площадью 1 м^2 в течение одних суток вследствие неравномерности скоростей движения раствора в отдельных поровых каналах, при скорости фильтрации, равной единице. Коэффициент D_C характеризует скорость раствора, обусловленную дисперсией скоростей в фильтрационном потоке $v_{дисп}$. Подставив величину D_C (3.63) в уравнение (3.60), получим зависимость

$$D_Ф = D_М + \lambda \frac{v_0}{n}. \qquad (3.64)$$

В случае движения растворов в породах толщи активного водосолеобмена при орошении уравнение (3.64) выглядит следующим образом:

$$D_Ф = D_М + \lambda \frac{v_1 - v_2}{n} \simeq \lambda \frac{v_1 - v_2}{n}, \qquad (3.65)$$

где v_1 — скорость испарения; v_2 — скорость водопоступления.

Коэффициент λ численно равен коэффициенту конвективной диффузии, отнесенному к единице скорости влаги в пористой среде:

$$\lambda = \frac{(D_Ф - D_М)\, n}{v_0} \simeq \frac{D_Ф\, n}{v_1 - v_2}. \qquad (3.66)$$

Раствор с минерализацией C_0 в точках, находящихся на линии l_0 (рис. 6), движется со скоростью, равной действительной скорости фильтрационного потока v. Скорость раствора в точках, находящихся вправо от линии l_0, выше скорости v, а находящихся влево — ниже вследствие дисперсии скоростей в переходной зоне. Таким образом, действительная (истинная) скорость раствора в любой точке переходной зоны без учета молекулярной диффузии определяется следующим уравнением:

$$v_р = v + v_{дисп}, \qquad (3.67)$$

где $v_р$ — действительная скорость раствора в данной точке; v — действительная скорость фильтрационного потока; $v_{дисп}$ — скорость раствора в данной точке, обусловленная дисперсией скоростей фильтрационного потока, $v_{дисп} > 0$ — в точках, находящихся вправо от сечения фильтрационного потока, соответствующего на рис. 6 линии l_0; $v_{дисп} < 0$ — в точках, находящихся влево от сечения l_0; $v_{дисп} = 0$ — в точках, находящихся в пределах сечения l_0. Величина λ в уравнении (3.63), выражающаяся в единицах длины, при постоянной величине

$D_Ф$ зависит от геометрии порового пространства, направления и скорости фильтрации и увеличивается с возрастанием дисперсности частиц пористой среды и уменьшением скоростей фильтрации от долей сантиметра в песках до нескольких метров в глинах. Различают коэффициенты продольной конвективной диффузии (D_L^*), когда определяется скорость диффузионного процесса вдоль фильтрационного потока, и поперечной конвективной диффузии (D_T^*), когда определяется скорость соответствующего процесса, происходящего перпендикулярно направлению фильтрации. С учетом геометрии пористой среды предложены эмпирические уравнения для определения величин D_L^* и D_T^*, например:

$$D_L^* = \frac{2D_M}{3} + \frac{0{,}65Dv10^6}{1 + 6{,}7\sqrt{D_M/Dv}}, \qquad (3.68)$$

где D — диаметр стеклянных шариков, имитирующих зерна грунта, и $D_L^* = D_M + \alpha v^n$, $D_T^* = D_M + \beta v^m$, (3.69)
где α, β, n, m — эмпирические коэффициенты, зависящие от размеров частиц пористой среды, причем $n \approx 1$ и $m \approx 1$. Следует отметить, что величина D_T^* меньше зависит от скорости фильтрации, чем D_L^*, и по абсолютным значениям уступает величине D_L^* (табл. 22).

22. Значения коэффициентов продольной (D_L^*) и поперечной (D_T^*) конвективной диффузии для условий песчаной среды
(Э. А. Соколенко и др., 1974)

Диаметр частиц, 10^{-3} м	Пористость, %	Истинная скорость фильтрации, 10^{-4} м/с	D_L^*, 10^{-3} м²/сут	D_T^*, 10^{-5} м²/сут
—	—	1	1,3	—
0,10—0,25		3	3,3	—
0,25—0,83	33,9	1,22	0,73	—
		7,1—16,3	32,2—44,8	—
—	—	4,1—13,5	9,2—20,5	—
	38,0	16,2—57,8	30,8—434	—
0,92	40,0	0,98—12,6	0,49—103	—
1,40	39,0	0,83—12,4	0,63—15,6	—
0,45	39,0	0,98—12,8	0,19—4,6	—
—	—	0,032—2,7	0,03—2,5	—
—	—	0,65	—	7,1
—	—	0,16	—	2,4
0,00	—	0,051	—	2,1
0,20	—	0,033	—	1,6

Определение величины коэффициента конвективной диффузии ($D_ф$). Рассчитывается в результате использования экспериментальных данных, полученных для территории с установившимся водно-солевым режимом, по формулам:

$$D_Ф = \frac{v_1 x_1}{2nPe} \quad \text{(для поровых вод)} \qquad (3.70)$$

и

$$D_Ф^* = \frac{v_1 (T - x_1)}{2nPe^*} \quad \text{(для грунтовых вод)}, \qquad (3.71)$$

где $D_Ф$, $D_Ф^*$ — коэффициенты конвективной диффузии соответственно в поровых и грунтовых водах; v_1 — среднегодовая скорость испарения; x_1 — глубина залегания уровня ирригационно-грунтовых вод; T — глубина залегания собственно грунтовых вод (мощность расчетного слоя); n — активная пористость водовмещающих пород, доли единицы; Pe, Pe^* — параметр Пекле соответственно для поровых и грунтовых вод, безразмерная величина.

При отсутствии транспирации для поровых и грунтовых вод параметр Пекле рассчитывается следующим образом:

$$Pe = \frac{v_1}{2(v_1 - v_2)} \ln \frac{C_п (v_1 - v_2) + C_2 v_2}{C_0 (v_1 - v_2) + C_2 v_2}; \qquad (3.72)$$

$$Pe^* = \frac{v_1}{2(v_1 - v_2)} \ln \frac{C_0 (v_1 - v_2) + C_2 v_2}{C_1 (v_1 - v_2) + C_2 v_2}, \qquad (3.73)$$

где v_2 — скорость водопоступления; C_0 — минерализация или концентрация отдельных ионов верхнего слоя ирригационно-грунтовых вод; C_1 — минерализация собственно грунтовых вод; C_2 — минерализация вод, поступающих на поверхность почвы (атмосферные осадки, поливные воды); $C_п$ — минерализация порового раствора на поверхности почвы.

В условиях транспирации при поливе пресными водами ($C_2 \approx 0$) параметр Пекле рассчитывается по формулам:

$$Pe = \frac{v_1}{v_1 - 2v_2} \ln \frac{C_п}{C_0} \qquad (3.74)$$

и

$$Pe^* = \frac{v_1}{v_1 - 2v_2} \ln \frac{C_0}{C_1}. \qquad (3.75)$$

При ориентировочных расчетах величины $D_Ф$ можно использовать эмпирические уравнения типа (3.68, 3.69).

Пример 5. Для зоны инфильтрации в условиях отсутствия транспирации при естественном водно-солевом режиме дано: $x_1 = 2$ м; $v_2 = 1{,}45 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $v_1 = 1{,}32 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $C_0 = 3{,}32$ кг/м^3; $C_п = 1{,}83$ кг/м^3; $C_2 \simeq 0$; $n = 0{,}25$. Найти $D_Ф$.

1. По уравнению (3.72) найти величину Pe:

$$Pe = \frac{1{,}32 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 0{,}13 \cdot 10^{-3}} \ln \frac{1{,}83 \cdot 0{,}13 \cdot 10^{-3}}{3{,}32 \cdot 0{,}13 \cdot 10^{-3}} = 3{,}02.$$

2. По уравнению (3.70) найти величину $D_Ф$:

$$D_Ф = \frac{1{,}32 \cdot 2 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 0{,}25 \cdot 3{,}02} = 1{,}75 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{сут}.$$

Для зоны транспирации дано: $x_1 = 1$ м; $v_2 = 1{,}45 \cdot 10^{-3}$ м/сут, $v_1 = 1{,}32 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $C_п = 1{,}18$ кг/м^3; $C_0 = 1{,}83$ кг/м^3; $n = 0{,}25$, $C_2 \simeq 0$. Найти $D_Ф$.

1. Найти величину Pe по уравнению (3.74):

$$Pe = \frac{1{,}32 \cdot 10^{-3}}{-1{,}58 \cdot 10^{-3}} \ln \frac{1{,}18}{1{,}83} = 0{,}367.$$

2. Найти величину $D_Ф$ по уравнению (3.70)

$$D_Ф = \frac{1{,}32 \cdot 10^{-3}}{0{,}5 \cdot 0{,}367} = 7{,}19 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{сут}.$$

Пример 6. Рассчитать величину коэффициента продольной конвективной диффузии в зоне инфильтрации в условиях примера 5, при $D = 0{,}5 \cdot 10^{-3}$ м.

1. Найти величину v в уравнении (3.68):

$$v = \frac{v_1 - v_2}{n} = \frac{(1{,}45 - 1{,}32) \cdot 10^{-3}}{0{,}25} = 0{,}5 \cdot 10^{-3} \text{ м/сут}.$$

2. Найти величину коэффициента молекулярной диффузии (пример 4):

$$D_П = 0{,}5 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{сут}.$$

3. Найти величину D_L^* по уравнению (3.68):

$$D_L^* = \frac{2}{3} 0{,}5 \cdot 10^{-4} + \frac{0{,}65 \cdot 0{,}5 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}5 \cdot 10^{-3} \cdot 10^6}{1 + 6{,}7 \sqrt{0{,}5 \cdot 10^{-4}/0{,}5 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}5 \cdot 10^{-3}}} =$$
$$= 0{,}33 \cdot 10^{-4} + 1{,}7 \cdot 10^{-3} \simeq 1{,}7 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{сут}.$$

В случае равномерного естественного засоления почвогрунтов величина $D_Ф$ может быть определена по номограмме, представленной на рис. 7. Номограмма построена на основании исследований водно-солевых параметров при опытных промывках пород.

Величина $D_Ф$ определяется по формуле

$$D_Ф = \frac{v^2 t}{4a^2}, \tag{3.76}$$

где v, t — известные величины скоростей и времени промывки; a — эмпирический коэффициент, снимаемый с графиков номограммы при соответствующих значениях $\bar{C}$ и $\bar{H}$.

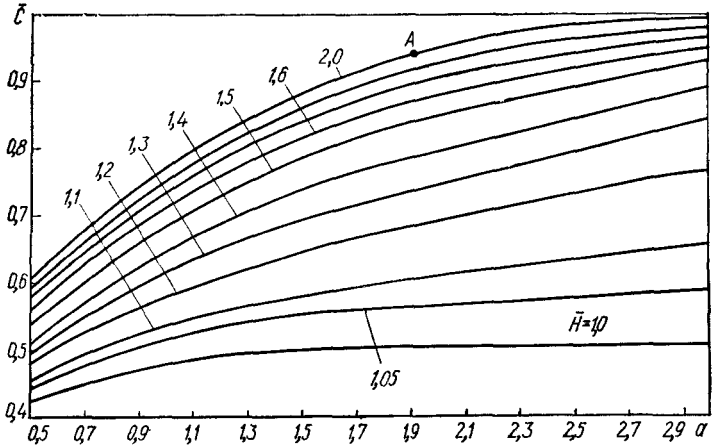


Рис. 7. Номограмма для определенни коэффициента конвективной (фильтрационной) диффузии (Л. М. Рекс, 1972).

Величины $\bar{C}$ и $\bar{H}$ определяются по формулам:

$$\bar{C} = \frac{C_0 - C}{C_0 - C_п} \quad \text{и} \quad \bar{H} = \frac{vt}{H}, \tag{3.77}$$

где C_0 — содержание солей в точке H до промывки; H — глубина точки; C — содержание солей в точке H после промывки. $C_п$ — содержание солей в поливной воде. Результаты определения $D_Ф$ различными исследованиями в различных гидрогеологических условиях приведены в табл. 23. Следует отметить, что для разных ионов величины $D_Ф$ могут несколько отличаться в зависимости от величин их молекулярной диффузии.

Пример 7. Для тех же условий, что в примере 1, рассчитать величину $D_Ф$, используя номограмму, приведенную на рис. 7.

1. Рассчитать величины $\bar{C}$ и $\bar{H}$ по формулам (3.77):

$$\bar{C} = \frac{45 - 3}{45 - 0{,}3} = 0{,}94; \quad \bar{H} = \frac{3 \cdot 1{,}5}{2} \simeq 2.$$

2. Найти величину a на графике в точке A, соответствующей найденным значениям $\bar{C}$ и $\bar{H}$: $a = 1{,}9$.

3. Найти величину $D_Ф$ по формуле (3.76):

$$D_Ф = \frac{3^2 \cdot 1{,}5}{4 \cdot 1{,}9^2} = 0{,}93 \text{ м}^2/\text{сут}.$$

Процесс одномерного и многомерного перемещения солей в однородных породах под влиянием конвективной (фильтра-

23. Результаты определения $D_Ф$ в различных гидрогеологических условиях

Исследуемая порода	Местоположение	$D_Ф$, 10^{-3} м²/сут	v, 10^{-3} м/сут	λ, 10^{-3} м
Песок мелкозернистый	—	9,85	$3,3 \cdot 10^3$	1,25
Смесь супеси с песком	—	1,98	$2,69 \cdot 10^3$	0,3
Хвалынские суглинки с супесью	Сарпинская низменность	2,3—60	$49 - 1,2 \times 10^3$	—
Суглинки хвалынские	То же	0,1—7,5	10—80	3,5—0,26
Супесь	Дельта Мургаба	0,2—7	0,3—1,0	$200—25 \times 10^3$
Суглинок	Голодная степь	3—5	10	100—170
Супесь, суглинок	Фергана, Бухара	5	0,5	$2,62 \cdot 10^3$
Суглинок	Террасы Сырдарьи	6,9—10,2	2,8—4,8	$1,45 \cdot 10^3 - 2,64 \cdot 10^3$
Песок люберецкий	—	80—433	$1 \cdot 10^3 - 4,5 \cdot 10^3$	12—18
Суглинки легкие в зоне аэрации	Ингулецкий оросительный массив	0,6—37	0,2—0,8	—
Суглинки от легких до тяжелых в водонасыщенной зоне	То же	$1,5 \cdot 10^3 - 7$	—	—
Средние и легкие суглинки и супеси	Юг Причерноморья	2—3,8	—	—
Солонцеватые тяжелые почвы	Присивашье Крымское	0,86	—	—

Примечание: использованы данные В. А. Барона, Ю. Г. Плаинна (1974), А. В Новиковой (1977).

ционной) диффузии описывается следующими дифференциальными уравнениями:

$$\frac{dC}{dt} = D_Ф \frac{d^2C}{dx^2} \tag{3.78}$$

и

$$\frac{dC}{dt} = D_Ф \Delta C. \tag{3.79}$$

В случае перемещения растворов в неоднородных породах в направлениях осей координат x, y, z уравнение (3.79) усложняется:

$$\frac{dC}{dt} = D_{\Phi_x} \frac{d^2C}{dx^2} + D_{\Phi_y} \frac{d^2C}{dy^2} + D_{\Phi_z} \frac{d^2C}{dz^2} = \overline{D}_{\Phi} \Delta C, \qquad (3.80)$$

где D_{Φ_x}, D_{Φ_y}, D_{Φ_z} — коэффициенты конвективной диффузии в направлениях x, y, z.

§ 9. Смешение растворов

Различают *механическое смешение растворов (разбавление)* и *смешение химическое*. В первом случае изменяются лишь концентрации смешивающихся компонентов раствора, количество и природа их остаются постоянными. Во втором случае ионы, находящиеся в смешивающихся растворах, вступают между собой в химическое взаимодействие, образуя новые, часто труднорастворимые соли, выпадающие в осадок. Химическое смешение происходит по схеме

$$C_1V_1 + C_2V_2 = C_3 (V_1 + V_2) + \underset{\downarrow}{C_4}, \qquad (3.81)$$

где C_1, C_2, C_3, V_1, V_2 — соответственно концентрации реагирующих компонентов и объемы воды, в которых они присутствуют; C_4 — объем выпавшего осадка. Механическое смешение подчиняется уравнению прямой вида $y = ax + b$, где x и y — концентрации смешивающихся компонентов; a и b — постоянные, определяемые эмпирически.

Количественная связь между концентрациями и объемами разбавляющихся растворов определяется по формулам смешения типа

$$C = \frac{V_1C_1 + V_2C_2}{V_1 + V_2}, \qquad (3.82)$$

где C — концентрация данного компонента в суммарном растворе; C_1, C_2 — концентрации данного компонента в смешивающихся растворах; V_1, V_2 — объемы смешивающихся растворов.

Существенную роль механическое смешение в формировании ионно-солевого состава и минерализации ирригационно-грунтовых вод и поровых растворов играет в следующих случаях: 1) при смешении пресных ирригационных вод с минерализованными грунтовыми; 2) при смешении ирригационных минерализованных вод с менее минерализованными грунтовыми ; 3) при смешении ирригационно-грунтовых вод и поровых растворов в зоне подъема уровня при орошении.

При смешении ирригационных, поровых и грунтовых вод, содержащих соли-антагонисты, соли эти вступают между собой в химические реакции, в результате которых вода изменяет

свой химический состав и уменьшается ее минерализация за счет выпадения в осадок образующихся слаборастворимых солей. Процесс химического смешения может оказаться ведущим в изменении состава ирригационно-грунтовых вод и поровых растворов при смешении вод гидрокарбонатных кальциевых и сульфатных натриевых, гидрокарбонатных натриевых и сульфатных кальциево-магниевых, гидрокарбонатных кальциево-магниевых и сульфатных кальциевых, гидрокарбонатных кальциевых и сульфатных кальциево-магниевых и т.д. При этом изменение минерализации и химического состава вод происходит в соответствии со следующими реакциями:

$$Ca(HCO_3)_2 + Na_2SO_4 + 2H_2O = \underbrace{CaSO_4 \cdot 2H_2O}_{\downarrow} + 2NaHCO_3;$$

в результате выпадает в осадок гипс и воды приобретают содовый характер;

$$2NaHCO_3 + MgSO_4 = \underbrace{MgCO_3}_{\downarrow} + Na_2SO_4 + H_2O + CO_2\uparrow,$$

в осадок выпадает магнезит, в водах повышается относительное содержание ионов натрия и сульфатов;

$$Mg(HCO_3)_2 + CaSO_4 = MgSO_4 + \underbrace{CaCO_3}_{\downarrow} + H_2O + CO_2\uparrow,$$

в осадок выпадает кальцит, в воде увеличиваются относительные концентрации магния и сульфатов;

$$2Ca(HCO_3)_2 + MgSO_4 = \underbrace{CaCO_3 \cdot MgCO_3}_{\downarrow} + \underbrace{CaSO_4 \cdot 2H_2O}_{\downarrow} + 2CO_2\uparrow$$

в осадок выпадает гипс, доломит, что ведет к уменьшению в воде ионов кальция, магния, сульфатов, гидрокарбонатов и увеличению относительных концентраций остальных ионов. Увеличение в воде хлоридов натрия и магния может происходить в результате таких реакций:

$$Na_2SO_4 + CaCl_2 + 2H_2O = 2NaCl + \underbrace{CaSO_4 \cdot 2H_2O}_{\downarrow};$$

$$2NaHCO_3 + CaCl_2 = 2NaCl + \underbrace{CaCO_3}_{\downarrow} + H_2O + CO_2\uparrow;$$

$$MgSO_4 + CaCl_2 + 2H_2O = MgCl_2 + \underbrace{CaSO_4 \cdot 2H_2O}_{\downarrow}.$$

§ 10. Коагуляция коллоидов

Коллоидной системой называется дисперсная система с размером частиц от $1 \cdot 10^{-9}$ до $2 \cdot 10^{-7}$ м. В отличие от истинных растворов, которые являются однофазными (гомогенными) системами, коллоидные растворы являются многофазными (гетерогенными) системами, состоящими из дисперсной фазы и дисперсионной среды. Дисперсная фаза коллоидов обладает большой величиной поверхности, чем объясняется характерное для коллоидных систем интенсивное развитие адсорбционных процессов. По агрегатному состоянию коллоидные системы могут быть жидкими, твердыми, газообразными и студенистыми. *Жидкие коллоиды (золи)* являются свободнодисперсными системами, в которых частицы дисперсной фазы могут перемещаться в дисперсионной среде под воздействием теплового движения или силы тяжести. *Студенистые коллоиды (гели)* — это связнодисперсные системы, в которых частицы связаны друг с другом молекулярными силами, образуют пространственные структуры, не способны к взаимному перемещению и совершают лишь колебательные движения.

По степени взаимодействия дисперсной фазы с дисперсионной средой коллоидные системы разделяются на *лиофильные* и *лиофобные* или *гидрофильные и гидрофобные* (в случае если дисперсионная среда представлена водой). В лиофильных коллоидных системах частицы коллоида энергично и в большом количестве взаимодействуют с молекулами дисперсионной среды, образуя устойчивые комплексы в условиях обратимости процесса. Необратимые, или лиофобные, коллоидные системы характеризуются тем, что частицы дисперсной фазы и дисперсионной среды не взаимодействуют друг с другом или взаимодействуют слабо. Сухой остаток лиофильных коллоидов при соприкосновении с дисперсионной средой вновь самопроизвольно образует коллоидную систему, а сухой остаток лиофобных коллоидов не способен самопроизвольно диспергироваться в дисперсионной среде.

Разрушение коллоидных систем происходит в результате *седиментации (осаждение) и коагуляции (свертывание)*. Процессы седиментации заключаются в осаждении или всплывании частиц дисперсной фазы в результате их взаимного слияния и образования агрегатов. Коагуляция заключается в укрупнении частиц дисперсной фазы в результате взаимного слипания и образования агрегатов. На определенном этапе укрупнения частиц коагуляция может сопровождаться седиментацией. Коллоидные частицы обладают зарядом, который появляется вследствие адсорбции из дисперсионной среды на поверхности частиц ионов.

Коагуляция коллоидных систем происходит под влиянием ряда факторов: температуры, концентрации дисперсной фазы, кислотно-щелочных свойств и др. Важнейшей причиной коагуляции, однако, является поступление в систему электролитов, в частности растворов различных солей с концентрацией, превышающей определенную минимальную величину, называемую *порогом коагуляции*. При этом коагулирующим ионом в растворе является тот, который имеет заряд, противоположный заряду коллоидных частиц. Конечным результатом коагуляции является осаждение частиц, в результате которого концентрация коллоидного раствора снижается. Скорость осаждения выражается формулой Стокса:

$$V = \frac{D^2}{1800\,\eta} g(\delta_1 - \delta_2), \qquad (3.83)$$

где v — скорость осаждения частиц; D — эффективный диаметр частиц; η — вязкость среды; δ_1 и δ_2 — плотности частиц и дисперсионной среды; g — ускорение силы тяжести.

В природных условиях часто происходит взаимная коагуляция при смешении лиофобных коллоидов, например, при взаимной коагуляции гидрозолей Al_2O_3 и SiO_2 в осадок выпадает каолинит.

§ 11. Осмос

Осмосом называется явление самопроизвольного перехода растворителя в раствор, отделенный от него полупроницаемой перегородкой, свободно пропускающей молекулы растворителя и задерживающей молекулы растворенного вещества. В разбавленных растворах осмос не зависит от вида растворителя и растворенных веществ. Количественно явление осмоса оценивается путем определения *осмотического давления*, под которым понимается внешнее давление, которое необходимо приложить к раствору, чтобы через полупроницаемую перегородку молекулы растворителя в обоих направлениях проходили в равных количествах. В достаточно разбавленных растворах осмотическое давление прямо пропорционально концентрации растворенного вещества, абсолютной температуре и не зависит от свойств растворителя и растворенного вещества:

$$P_{oc} = KCT, \qquad (3.84)$$

где P_{oc} — осмотическое давление; C — молярная концентрация растворенного вещества; T — абсолютная температура;

K — коэффициент пропорциональности, численно равный универсальной газовой постоянной R.

В условиях орошения разность осмотического давления наиболее эффективна при перемещении растворов солей в тонкодисперсных породах (глины, каолин, тяжелые суглинки) при их влажности, не превышающей величины наименьшей влагоемкости, когда конвективное перемещение солей отсутствует. При этом скорость солевого потока, вызванного осмотическими явлениями, будет выглядеть следующим образом:

$$dm = \nu K \frac{dP_{oc}}{dx} dt, \tag{3.85}$$

где dm — количество растворенного вещества, переносимого через единицу площади за промежуток времени dt; ν — осмотический коэффициент эффективности ($0 \leqslant \nu \leqslant 1$); dP_{oc} — изменение величины осмотического давления на расстояние dx (градиент осмотического давления); K — коэффициент гидравлической проводимости.

Процесс одномерного и многомерного перемещения солей, обусловленный явлением осмоса, в однородных или неоднородных породах может быть выражен следующими уравнениями:

$$\frac{dC}{dt} = \nu K \frac{d^2P_{oc}}{dx^2} \tag{3.86}$$

и

$$\frac{dC}{dt} = \nu K \Delta P_{oc}; \quad \frac{dC}{dt} = \overline{\nu K} \Delta P_{oc}, \tag{3.87}$$

где C — концентрация раствора.

Список литературы

Аверьянов С. Ф. Борьба с засолением орошаемых земель. М.: Колос, 1978, 288 с.

Викторов М. М. Методы вычисления физико-химических величин. Л.: Химия, 1977, 360 с.

Горбунов Н. И. Минералогия и физическая химия почв. М.: Наука, 1978. 294 с.

Горев Л. Н., Пелешенко В. И. Водно-физические и физико-химические процессы в почвогрунтах при орошении, Киев: Вища школа. Изд-во при Киев. ун-те., 1982, 112 с.

Киреев В. А. Краткий курс физической химии. М.: Химия, 1970, 638 с.

Крайнов С. Р., Швец В. М. Основы геохимии подземных вод. М.: Недра, 1980. 286 с.

Краткий справочник физико-химических величин. Л.: Химия, 1974. 200 с.

Микулин Г. И. Вопросы физической химии растворов электролитов. Л.: Хнмии, 1968. 418 с.

Панин П. С. Процессы солеотдачи в промываемых толщах почв. Новосибирск: Наука, 1968. 303 с.

Питьева К. Е. Гидрогеохимии. М.: Изд-во МГУ, 1978. 325 с.

Посохов Е. В. Формирование химического состава подземных вод. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 258 с.

Рекс Л. М. Прогиоз переиоса солей.— Гидротехиика и мелиорация, 1972, № 10, с. 60—65.

Справочиик экспериментальных данных по растворимости многокомпонентных водно-солевых систем. Л.: Химия, 1975. Т. 2. Кн. 1. 552 с; Кн. 2. 553 с.

Справочник по растворимости М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 1. 960 с.

Тютюнова Ф. И. Физико-химические процессы в подземных водах. М.: Наука, 1976. 127 с

Шварцев С. Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1978. 287 с.

Шульгин Д. Ф., Мироничева Г. В. Об определении гидрохимических параметров почвогрунтов орошаемых земельных массивов.— В кн.: Теория и практика борьбы с засолением орошаемых земель. М.: Колос, 1971, с. 108—115.

Глава 4

ОСОБЕННОСТИ ОСАЖДЕНИЯ И РАСТВОРЕНИЯ СОЛЕЙ В РАВНОВЕСНЫХ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

В мелиоративной гидрохимии состояние ионно-солевых равновесных систем определяет соотношение между твердой и жидкой фазами солей в почвах и породах зоны аэрации при изменении в них запасов влаги, а также в породах, вмещающих ирригационно-грунтовые воды, при расходовании этих вод на испарение и транспирацию. Положения о равновесии ионно-солевых систем используются при производстве ряда расчетов, связанных с прогнозированием передвижения солей в толще активного водосолеобмена при орошении; при расчетах ионно-солевого состава поровых растворов и твердой фазы солей в почвогрунтах, по данным анализа водных вытяжек; при количественной оценке степени и формы засоления пород, особенностей гидрохимического режима почвенных растворов и т.д. Особое значение в условиях орошения имеет состояние карбонатно-кальциевой и сульфатно-кальциевой водных систем. Это связано с тем, что процессы растворения и осаждения карбонатов кальция и гипса протекают как раз в пределах минерализаций, наблюдаемых в поровых водах при естественных колебаниях влажности почв и пород зоны аэрации, и в ирригационно-грунтовых водах при изменении их запасов в результате инфильтрации оросительных вод, испарения и транспирации.

§ 1. Теоретические положения о равновесии гидрохимических систем

Равновесным состоянием называется такое термодинамическое состояние системы, которое не изменяется во времени при постоянных внешних условиях существования системы, причем эта неизменяемость не обусловлена протеканием какого-либо внешнего процесса. Согласно второму началу термодинамики, к равновесному состоянию стремится всякая термодинамическая система как к пределу, причем это состояние является наиболее вероятным по сравнению с любым смежным с ним состоянием в данных условиях.

Равновесие химических систем. Химические реакции, которые при одних и тех же условиях идут в противоположных направлениях, называются *обратимыми*. Например $H_2 + J_2 \rightleftarrows 2HJ$. Исходные вещества полностью не превращаются в продукты реакции, так как по мере накопления последних создаются условия для протекания реакции в обратном направлении. Прямой называют реакцию, протекающую «слева направо», обратной — «справа налево». В начале обратимого процесса скорость прямой реакции максимальна, а обратной — минимальна; по мере уменьшения концентраций исходных веществ и увеличения концентраций конечных веществ скорости реакций выравниваются. А при равенстве прямого и обратного процессов наступает химическое равновесие, которое сохраняется без изменения во времени при постоянстве внешних условий. Состояние равновесия характеризуется константой равновесия. Для условной обратимой реакции $bA + aB \rightleftarrows dC + cD$, согласно закону действия масс, скорости прямой и обратной реакций равны: $v_1 = K_1[A]^b[B]^a$, $v_2 = K_2[C]^d[D]^c$; при $v_1 = v_2$ будем иметь $K_1[A]^b[B]^a = K_2[C]^d[D]^c$, откуда

$$K = \frac{K_1}{K_2} = \frac{[C]^d[D]^c}{[A]^b[B]^a}, \qquad (4.1)$$

где K, K_1 и K_2 — величины постоянные, зависящие лишь от температуры и давления.

Особенности равновесия химических систем в природных водах. В природных водах, в отличие от идеальных растворов, кроме веществ, входящих в равновесную систему, имеются и другие вещества, участвующие в реакциях, происходящих вне системы. В этих случаях при расчетах состояния системы необходимо оперировать не фактическими концентрациями элементов системы, а их активностями.

Активность ионов. Активность — величина, характеризующая неявную, «кажущуюся» концентрацию ионов в рас-

творе, то есть концентрацию, которая реально проявляется в различных химических взаимодействиях, и является функцией аналитической концентрации: $a_и = f(C)$. Активность ($a_и$) всегда меньше аналитической концентрации (C). Особенно значительно это различие в концентрированных растворах; в бесконечно разбавленных растворах $a_и = C$.

В реальных разбавленных растворах, какими являются природные воды зоны активного водообмена, величина $a_и \approx C$, и в практических расчетах вместо $a_и$ с известным приближением можно использовать C. Определять активность ионов в растворах довольно сложно, поэтому при расчетах используют аналитические концентрации веществ, вводя коэффициенты активности.

Коэффициент активности (f) показывает, какая часть имеющихся в растворе ионов является активной, и может вступать в реакции:

$$f = \frac{C_a}{C}, \tag{4.2}$$

где C — аналитическая концентрация иона; C_a — активная концентрация иона.

Поскольку в реакцию вступают лишь активные ионы, при вычислении равновесия химических систем аналитические концентрации корректируются коэффициентами активности. В этом случае уравнение (4.1) будет выглядеть следующим образом:

$$K = \frac{K_1}{K_2} = \frac{f_C^d [C]^d f_D^c [D]^c}{f_A^b [A]^b f_B^a [B]^a}. \tag{4.3}$$

Для бесконечно разбавленных растворов $f = 1$, при повышении концентрации f сначала уменьшается, затем возрастает, оставаясь меньше единицы. Коэффициент активности и активность могут быть определены экспериментально, путем измерения различных свойств раствора — температур замерзания и кипения, давления насыщенного пара, осмотического давления, электропроводности и т.п.

Для растворов с концентрацией до 0,05 кг-экв/м^3 коэффициент активности с достаточной точностью можно вычислить по формуле Дебая — Хюккеля:

$$\lg f = \frac{-Az^2\sqrt{\mu}}{1 + \mathring{a}B\sqrt{\mu}}, \tag{4.4}$$

где μ — ионная сила раствора; z — заряд иона; A, B — константы растворителя; $\mathring{a}$ — величина, зависящая от эффективного диаметра иона.

Величины A и B зависят от температуры раствора и определяются по формулам:

$$A = \frac{N_A^2 \varepsilon^3 \sqrt{\pi/125DRT}}{2DRT} \quad \text{и} \quad B = N_A \varepsilon \sqrt{\pi/125\,DRT}, \qquad (4.5)$$

где N_A — число Авогадро; ε — заряд электрона; D — диэлектрическая постоянная воды; R — универсальная газовая постоянная; T — температура по Кельвину.

Значения констант из уравнения (4.4) и величин a для различных ионов приведены в табл. 24, 25. В случае, если ионная сила раствора превышает величину 0,1, коэффициенты актив-

24. Значения констант из уравнения Дебая—Хюккеля в водном растворе при давлении $1013 \cdot 10^2$ Па
(Р. М. Гаррельс, Ч. Л. Крайст, 1967)

T-273	A	B, 10^8	T-273	A	B, 10^8
0	0,4883	0,3241	35	0,5175	0,3297
5	0,4921	0,3249	40	0,5221	0,3305
10	0,4960	0,3258	45	0,5271	0,3314
15	0,5000	0,3262	50	0,5319	0,3321
20	0,5042	0,3273	55	0,5371	0,3329
25	0,5085	0,3281	60	0,5425	0,3338
30	0,5130	0,3290	—	—	—

25. Значения величин $\mathring{a}$ для некоторых индивидуальных ионов в водных растворах (Р. М. Гаррельс, Ч. Л. Крайст, 1967)

$\mathring{a}$, 10^{-8}	Ионы
2,5	Rb^+, Cz^+, NH_4^+, Te^+, Ag^+
3,0	K^+, Cl^-, Br^-, I^-, NO_3^-
3,5	OH^-, F^-, HS^-, BrO_3^-, IO_4^-, MnO_4^-
4,0—4,5	Na^+, HCO_3^-, HSO_3^-, $H_2PO_4^-$, Hg_2^{2+}, SO_4^{2-}, SeO_4^{2-}, CrO_4^{2-}, HPO_4^{2-}, PO_4^{3-}
4,5	Pb^{2+}, CO_3^{2-}, SO_3^{2-}, MoO_4^{2-}
5,0	Sr^{2+}, Ba^{2+}, Ra^{2+}, Cd^{2+}, Hg^+, S^{2-}, WO_4^{2-}
6,0	Li^{2+}, Ca^{2+}, Cu^{2+}, Zn^{2+}, Sn^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{3+}, Ni^{2+}, Co^{2+}
8,0	Mg^{2+}, Be^{2+}
9,0	H^+, Al^{3+}, Cr^{3+}, трехвалентные редкие земли
11,0	Th^{4+}, Zn^{4+}, Sn^{4+}, Se^{4+}

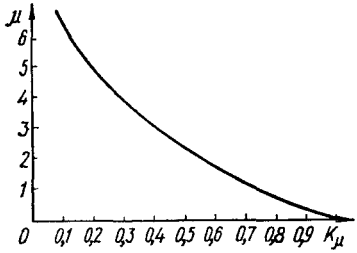


Рис. 8. График зависимости коэффициента K_μ от расчетной величины ионной силы μ для двойного раствора $CaSO_4$—NaCl.

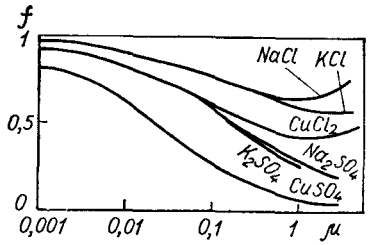


Рис. 9. Зависимость средних коэффициентов активности некоторых типичных солей от ионной силы раствора (Р. М. Гаррельс, Ч. Л. Крайст, 1968).

ности, рассчитанные по уравнению (4.4), будут существенно отличаться от истинных вследствие уменьшения степени диссоциации солей в растворах с возрастанием величины μ. Поэтому для более концентрированных растворов в формулу (4.4) можно ввести экспериментальную поправку K_μ:

$$\lg f = -\frac{Az^2\sqrt{K_\mu \mu}}{1+\overset{\circ}{a}B\sqrt{\mu K_\mu}}, \qquad (4.6)$$

где $K_\mu = \frac{\mu_э}{\mu}$; μ — рассчитывается по уравнениям (4.9, 4.16); $\mu_э = \left(\frac{\lg f_э}{Az^2 - \lg f_э B\overset{\circ}{a}}\right)^2$; $f_э$ — экспериментальная величина коэффициента активности данного иона в растворах разной концентрации.

Величины K_μ в уравнении (4.6) снимаются с графика зависимости K_μ от μ (рис. 8). В концентрированных растворах величины коэффициентов активности ионов можно также определять среднесолевым методом, основанном на допущении о равенстве коэффициентов активности ионов калия, хлора и молекулы KCl ($f_{K^+} = f_{Cl^-} = f_{KCl}$). При этом коэффициенты активности одно- и двухвалентных катионов определяются по формулам:

$$f_{Kam^+} = \frac{f^2_{KamCl}}{f_{KCl}} \text{ и } f_{Kam^{2+}} = \frac{f^3_{KamCl_2}}{f^2_{KCl}}, \qquad (4.7)$$

а коэффициенты активности одно- и двухвалентных катионов соответственно

$$f_{Ан^-} = \frac{f^2_{KAн}}{f_{KCl}} \text{ и } f_{Ан^{2-}} = \frac{f^3_{K_2Ан}}{f^2_{KCl}}, \qquad (4.8)$$

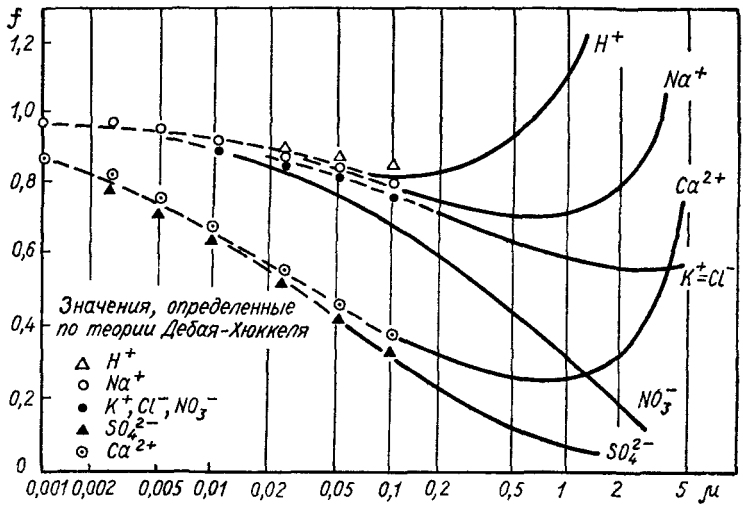


Рис. 10. Зависимость коэффициентов активности индивидуальных ионов от ионной силы раствора (Р. М. Гаррельс, Ч. Л. Крайст, 1968). Сплошными линиями показаны значения, рассчитанные средиесолевым методом.

где величины f_{KCl}, f_{KamCl}, f_{K_2Au} и f_{KAu} в зависимости от ионной силы раствора определяются экспериментально и снимаются с графиков (рис. 9). Зависимость коэффициентов активности индивидуальных ионов от ионной силы раствора, рассчитанных по формуле Дебая-Хюккеля и среднесолевым методом, приведена на рис. 10.

Ионная сила раствора (μ) характеризует интенсивность общего силового поля в растворе и определяется как полусумма произведений молярных концентраций всех ионов в растворе на квадрат их заряда:

$$\mu = 0{,}5\,\Sigma C_i z_i^2, \tag{4.9}$$

где C — молярная концентрация иона; z — заряд иона (валентность). Для очень разбавленных растворов справедливо *правило ионной силы*: коэффициент активности отдельных ионов зависит только от ионной силы раствора, сохраняя постоянное значение при данном μ, независимо от вида других ионов, присутствующих в растворе. Правило применимо при $\mu < 0{,}02$.

Произведение растворимости. Если в растворе имеется твердая фаза, то на равновесие системы большое влияние оказывает растворимость осадка. Растворимость труднорастворимых солей в чистой воде при постоянных температурах

и давлении есть величина постоянная и определяется произведением растворимости, представляющим собой произведение молярных концентраций ионов данного вещества в молях на литр в насыщенном растворе (3.3).

§ 2. Карбонатно-кальциевая система

Для пресных природных вод карбонатно-кальциевая система является наиболее важным фактором, формирующим химический состав воды, а от состояния равновесия между элементами этой системы зависят процессы растворения или накопления карбонатных пород в водовмещающих толщах. Составляющие карбонатно-кальциевой системы —H^+, HCO_3^-, CO_3^{2-}, Ca^{2+}, CO_2, H_2CO_3 — находятся между собой в определенных количественных соотношениях, зависящих от температуры воды, коэффициентов активности ионов и давления. Условия водной среды (T, f, P) воздействуют на количественное соотношение между отдельными элементами карбонатно-кальциевой системы через ее константы равновесия — $K_{H_2CO_3}$, $K_{HCO_3^-}$, L_{CaCO_3} и $K_{CO_3^{2-}}$.

Схема расчета состояния карбонатно-кальциевой системы. Если в природной воде находится CO_2, ионы Ca^{2+} и HCO_3^-, а в твердой фазе $CaCO_3$, то между ними устанавливается равновесие, описываемое уравнением

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightleftarrows Ca(HCO_3)_2 \rightleftarrows Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightleftarrows$$
$$\rightleftarrows 2H^+ + 2CO_3^{2-}. \qquad (4.10)$$

Преобладание прямой реакции свидетельствует о растворении известняков в водовмещающих породах под воздействием CO_2, обратной — о накоплении карбонатных пород за счет разложения гидрокарбоната кальция. Растворение твердой фазы $CaCO_3$ в воде происходит в пределах произведения его растворимости:

$$[Ca^{2+}][CO_3^{2-}] = L_{CaCO_3} = L. \qquad (4.11)$$

При наличии в воде избытка CO_2 последняя переводит слаборастворимый карбонат кальция в более растворимый гидрокарбонат кальция по уравнению (4.10), пока не наступит равновесие. Практически количественная зависимость в равновесии определяется растворимостью твердой фазы $CaCO_3$ (4.11) и диссоциацией угольной кислоты первой и второй ступеней: $H_2CO_3 \rightleftarrows H^+ + HCO_3^-$, откуда

$$[H^+] = K_1 \frac{[H_2CO_3]}{[HCO_3^-]} \qquad (4.12)$$

и $HCO_3^- \rightleftarrows H^+ + CO_3^{2-}$, откуда

$$K_2 = \frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]}, \qquad (4.13)$$

где $[CO_3^{2-}] = \frac{L}{[Ca^{2+}]}$.

Подставляя $[H^+]$ и $[CO_3^{2-}]$ в уравнение (4.13), получим:

$$\frac{[HCO_3^-]^2[Ca^{2+}]}{[H_2CO_3]} = \frac{K_1}{K_2}L = K. \qquad (4.14)$$

Введя коэффициенты активности ионов и учитывая, что в природных водах с малой минерализацией $[H_2CO_3] \approx [CO_2]$ и $f_{H_2CO_3} = 1$, устойчивость карбонатно-кальциевой системы в природных водах определяем по следующему основному уравнению:

$$\frac{f^2_{HCO_3^-}[HCO_3^-]^2 f_{Ca^{2+}}[Ca^{2+}]}{[CO_2]} = \frac{K_1}{K_2}L = K, \qquad (4.15)$$

где $[HCO_3^-]$, $[Ca^{2+}]$ и $[CO_2]$ — равновесные молярные концентрации соответствующих ионов и свободной двуокиси углерода в воде; $K_1 = K_{H_2CO_3}$ и $K_2 = K_{HCO_3^-}$ — первая и вторая константы диссоциации угольной кислоты; $L = L_{CaCO_3}$ — произведение растворимости $CaCO_3$; $f_{HCO_3^-}$ и $f_{Ca^{2+}}$ — коэффициенты активности ионов кальция и гидрокарбонатов.

Уравнение (4.15) позволяет оценить состояние карбонатно-кальциевой системы. Если при подстановке в уравнение аналитических концентраций ионов кальция, гидрокарбонатов и свободной углекислоты $\frac{K_э}{K} > 1$, то раствор содержит избыток $Ca(HCO_3)_2$ ($K_э$ — экспериментальный коэффициент, найденный при подстановке; K — теоретический коэффициент, являющийся известной постоянной величиной для данной равновесной системы); если $\frac{K_э}{K} = 1$, то карбонатно-кальциевая система находится в равновесии; если $\frac{K_э}{K} < 1$, то вода имеет избыток CO_2.

При расчетах состояния карбонатно-кальциевой системы наиболее трудно учесть влияние процессов комплексообразования и растворения органических веществ в воде, так как они не подчиняются стехиометрическим соотношениям элементарных реакций и протекают, как правило, каталитически и автокаталитически. Поэтому представляется возможным рассчитывать равновесие карбонатно-кальциевой системы только с учетом влияния температуры, давления, ионно-соле-

вого состава воды; отклонение же от истинного равновесия — относить за счет окислительно-восстановительных процессов в органических веществах. Следует отметить, что окислительно-восстановительные процессы катализируются соединениями двух- и трехвалентного железа, меди, марганца, что может привести к существенным изменениям в состоянии карбонатно-кальциевой системы. Тем не менее, расчет карбонатно-кальциевой системы по уравнению (4.15) позволяет определить, в каком направлении изменяется система, то есть протекает реакция (4.10), рассчитать концентрации агрессивной углекислоты в воде или ее дефицит по отношению к возможной равновесной, оценить способность раствора к отложению карбоната кальция в породах.

Методика определения физико-химических параметров природных растворов. К физико-химическим параметрам раствора, влияющим на состояние равновесных систем, относятся: температура, давление, ионная сила, коэффициенты активности ионов, произведение растворимости, константы диссоциаций.

Методика определения ионной силы раствора (μ). Рассчитывается по уравнению (4.9), однако в случае, если концентрации выражены в кг/м^3, может быть вычислена по формуле

$$\mu = 0{,}5\,(K_1C_1 + K_2C_2 + K_3C_3 + \ldots + K_nC_n), \qquad (4.16)$$

где C_1, C_2, C_3, ..., C_n — весовые концентрации ионов; K_1, K_2, ..., K_n — коэффициенты пересчета, величины которых приведены в табл. 26.

26. Коэффициенты пересчета для вычисления μ по уравнению (4.16)

Ионы	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	SO_4^{2-}	Cl^{-}	HCO_3^{-}	NO_3^{-}
K	0,10	0,17	0,043	0,026	0,042	0,028	0,016	0,016

Для вод с минерализацией до 1 кг/м^3 ионную силу раствора и коэффициенты активности одновалентных ионов можно рассчитывать графическим путем, считая, что эти величины прямо пропорциональны минерализации (рис. 11). При этом величину f можно определить с точностью до 0,01, что вполне достаточно для расчета состояния карбонатно-кальциевой системы. Однако при содержании SO_4^{2-} более 30 %-экв, ионную силу лучше вычислять по формуле, так как в этом случае погрешность коэффициента активности достигает 0,015. Для

вычисления ионной силы удобно также пользоваться такой формулой:

$$\mu = 0{,}5\,(\Sigma_{И_1} + 2\Sigma_{И_2} + 3\Sigma_{И_3}), \qquad (4.17)$$

где $\Sigma_{И_1}$, $\Sigma_{И_2}$ и $\Sigma_{И_3}$ — суммы кг-экв/м^3 соответственно одно-, двух- и трехвалентных ионов, содержащихся в воде.

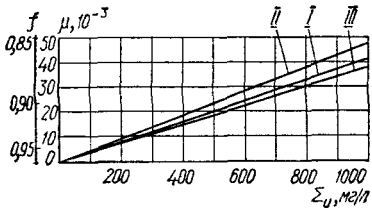


Рис. 11. График для расчета ионной крепости раствора (μ) и коэффициента активности одновалентного иона (*f*) по величине суммы ионов в мг/л (О. А. Алекин и др., 1973):

I — для вод с содержанием SO_4^{2-} до 15%-экв; *II* — для вод с содержанием SO_4^{2-} от 15 до 30%-экв; *III* — для вод с содержанием Cl^- свыше 40%-экв и HCO_3^- свыше 45%-экв.

Методика определения коэффициента активности ионов (*f*). В случае, если ионная сила раствора не превышает 0,1, коэффициенты активности ионов вычисляются по формуле (4.4), затем составляются таблицы зависимости *f* от μ одно-двух-, трехвалентных ионов. По данным таблиц строятся графики. В дальнейшем величину *f* в зависимости от значения μ следует брать либо из табл. 27, 28, либо снимать с графика

27. Среднее значение коэффициента активности
(О. А. Алекин и др., 1973)

Валентность ионов	Ионная сила раствора, μ					
	0	0,001	0,005	0,01	0,05	0,1
Одновалентные	1	0,96	0,92	0,89	0,81	0,78
Двухвалентные	1	0,86	0,72	0,63	0,44	0,33
Трехвалентные	1	0,73	0,51	0,39	0,15	0,08

28. Коэффициенты активности одновалентных ионов
(О. А. Алекин и др., 1973)

μ	f	μ	f	μ	f
0,001	0,96	0,008	0,91	0,035	0,83
0,002	0,95	0,009	0,90	0,04	0,83
0,003	0,95	0,01	0,89	0,045	0,82
0,004	0,93	0,015	0,88	0,05	0,81
0,005	0,92	0,02	0,87	0,055	0,80
0,006	0,92	0,025	0,85	0,06	0,80
0,007	0,92	0,03	0,84	—	—

(рис. 12). Если ионная сила раствора превышает 0,1, коэффициенты активности ионов кальция и водорода следует определять по графику, представленному на рис. 10, а коэффициенты активности гидрокарбонатных и карбонатных ионов— по уравнению (4.6) или по кривым *B* и *E* на рис. 13.

Методика определения констант диссоциации угольной кислоты и произведения растворимости $CaCo_3$. В зависимости от степени диссоциации угольная кислота присутствует в природных водах в четырех формах: H_2CO_3 — собственно угольная кислота, CO_2 — диоксид углерода, HCO_3^- — гидрокарбонаты и CO_3^{2-} — карбонаты. В растворе существует равновесие между угольной кислотой и диоксидом углерода, при котором в воде содержится примерно 99 % CO_2 и около 1% H_2CO_3; обычно H_2CO_3 отождествляют с CO_2, то есть $H_2CO_3 \simeq CO_2$.

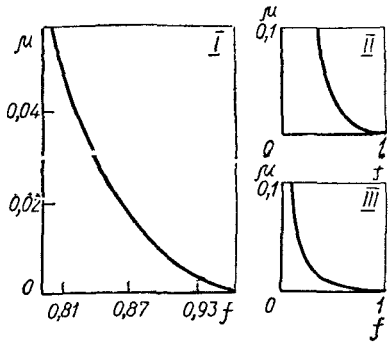


Рис. 12. Графики зависимости коэффициентов активности одновалентных (I), двухвалентных (II) и трехвалентных (III) ионов от ионной силы раствора (μ).

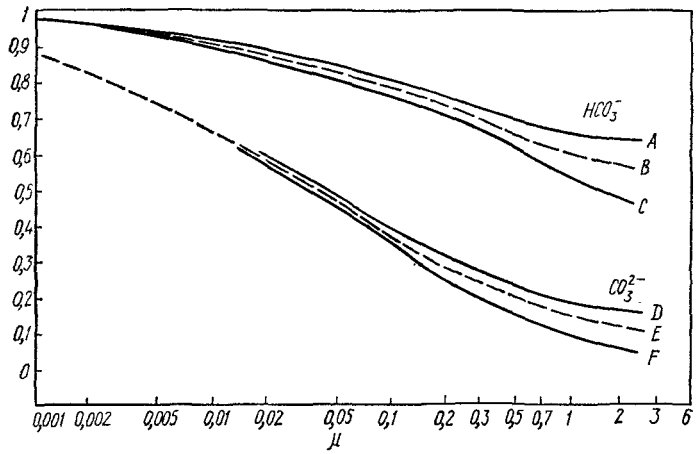


Рис. 13. Коэффициенты активности гидрокарбонатных и карбонатных ионов (Р. М. Гаррельс, Ч. Л. Крайст, 1968). Кривые *A*, *C*, *D*, *F* нанесены по экспериментальным данным, кривые *B*, *E* рассчитаны по уравнению Дебая — Хюккеля.

Как видно из уравнения (4.15), количественное соотношение форм угольной кислоты контролируется константами ее диссоциации (K_1 и K_2), а при их постоянстве — концентрациями водородных ионов (табл. 29). При расчетах значений, приведенных в табл. 29, температура воды принималась равной 293 К, которой соответствуют следующие константы диссоциации: $K_{H_2CO_3} = 4{,}0 \cdot 10^{-7}$ и $K_{HCO_3^-} = 4{,}2 \cdot 10^{-11}$. Поскольку величина давления в природных водах зоны активного водообмена практически изменяется незначительно, величины констант карбонатно-кальциевого равновесия будут зависеть лишь от температуры воды и для расчета состояния системы могут быть взяты из табл. 30.

29. Соотношение молярных концентраций различных форм угольной кислоты в зависимости от концентрации водородных ионов в воде, в процентах от общего ее содержания
(О. А. Алекин и др., 1973)

Форма	pH						
	4	5	6	7	8	9	10
$[H_2CO_3 + CO_2]$	99,7	96,2	71,5	20,0	2,4	0,2	—
$[HCO_3^-]$	0,3	3,8	28,5	80,0	97,2	95,7	70,4
$[CO_2]$	—	—	—	—	0,4	4,1	29,6

30. Величины некоторых констант карбонатно-кальциевого равновесия в зависимости от температуры воды
(О. А. Алекин и др., 1973)

Температура, T-273	$K_{H_2CO_3}$, 10^{-6}	$K_{HCO_3^-}$, 10^{-10}	L_{CaCO_3}, 10^{-9}	Температура, T-273	$K_{H_2CO_3}$, 10^{-6}	$K_{HCO_3^-}$, 10^{-10}	L_{CaCO_3}, 10^{-9}
0	0,26	0,23	5,50	16	0,38	0,38	4,44
2	0,28	0,25	5,37	18	0,39	0,40	4,31
4	0,29	0,27	5,24	20	0,40	0,42	4,17
5	0,30	0,28	5,18	22	0,42	0,44	4,04
6	0,31	0,29	5,11	24	0,43	0,46	3,90
8	0,32	0,30	4,98	25	0,43	0,47	3,84
10	0,34	0,32	4,84	26	0,44	0,48	3,77
12	0,35	0,34	4,71	28	0,44	0,50	3,64
14	0,37	0,36	4,57	30	0,45	0,51	3,51
15	0,37	0,37	4,51	—	—	—	—

Пример 8. Гипотетический поровый раствор при температуре 298 К в горизонте максимального соленакопления зоны транспирации имеет следующий состав (в числителе — кг/м³, в знаменателе — кг-экв/м³):

HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	$\sum_И$
2,25	7,04	2,18	1,94	0,67	2,50	16,6
0,037	0,147	0,062	0,097	0,056	0,109	0,508

Определить физико-химические параметры раствора для расчета карбонатно-кальциевой системы.

1. Найти ионную силу раствора по формуле (4.17):

$$\mu = 0{,}5\,(0{,}037 + 0{,}147\cdot 2 + 0{,}062 + 0{,}097\cdot 2 + 0{,}056\cdot 2 + 0{,}109) = 0{,}4.$$

2. Рассчитать величины коэффициентов активности ионов кальция и гидрокарбонатов по уравнению (4.6), найдя величины A, B и $\overset{\circ}{a}$ в табл. 24, 25, а величину K_μ — по графику (рис. 8):

$$\lg f_{Ca^{2+}} = \frac{-0{,}5085\cdot 4\sqrt{0{,}9\cdot 0{,}4}}{1 + 6\cdot 10^{-8}\cdot 0{,}3281\cdot 10^{8}\sqrt{0{,}4\cdot 0{,}9}} = -0{,}59;$$

$$f_{Ca^{2+}} = 10^{-0{,}59} = 0{,}25;$$

$$\lg f_{HCO_3^-} = \frac{-0{,}5085\cdot 1\sqrt{0{,}9\cdot 0{,}4}}{1 + 4\cdot 10^{-8}\cdot 0{,}3281\cdot 10^{8}\sqrt{0{,}4\cdot 0{,}9}} = -0{,}171;$$

$$f_{HCO_3^-} = 10^{-0{,}171} = 0{,}67.$$

Величины $f_{Ca^{2+}}$ и $f_{HCO_3^-}$, рассчитанные по уравнению Дебая—Хюккеля (4.4), соответственно равны 0,26 и 0,67, а найденные по графикам, представленным на рис. 10, 13, — 0,25 и 0,65.

3. Найти величины констант карбонатно-кальциевого равновесия по табл. 30: $K_{HCO_3^-} = 0{,}47\cdot 10^{-10}$; $K_{H_2CO_3} = 0{,}43\cdot 10^{-6}$; $L_{CaCO_3} = 3{,}84\cdot 10^{-9}$.

Оценка дефицита CO_2 *и способности воды к отложению карбоната кальция.* Если скорость обратной реакции, описываемой уравнением (4.10), выше скорости прямой, то в воде имеется дефицит углекислоты, то есть то количество CO_2, которое образуется при разложении гидрокарбонатов ($2HCO_3^- \rightleftarrows CO_2 + CO_3^{2-} + H_2O$) прежде, чем наступит равновесие. При этом концентрации всех реагирующих веществ соответственно изменяются, а количество $CaCO_3$ возрастает. Когда концентрация CO_3^{2-} в воде превысит величину $\frac{L}{[Ca^{2+}]}$, вода будет склонна к отложению $CaCO_3$. Чем больше величина дефицита CO_2, тем больше способность воды к отложению $CaCO_3$; $[CO_2]_{деф}$ — это мера упомянутой способности воды. Примем, что $[HCO_3^-]_0$, $[Ca^{2+}]_0$ и $[CO_2]_0$ — фактические молярные концентрации данных

ионов и молекул в природной воде. После встряхивания пробы воды с порошком $CaCO_3$ и наступившего равновесия концентрации этих веществ обозначим как $[HCO_3^-]$, $[Ca^{2+}]$ и $[CO_2]$.

Разность $([CO_2] - [CO_2]_0)$ представляет собой концентрацию дефицитной углекислоты. Согласно уравнению (4.10), при вступлении в реакцию 1 моля CO_2 получается 2 моля HCO_3^-, поэтому можно записать, что

$$[CO_2] - [CO_2]_0 = \frac{[HCO_3^-]_0 - [HCO_3^-]}{2} \qquad (4.18)$$

или

$$[CO_2] + \frac{[HCO_3^-]}{2} - \left([CO_2]_0 + \frac{[HCO_3^-]_0}{2}\right) = 0. \qquad (4.19)$$

В соответствии с уравнением (4.15):

$$[CO_2] = K'[HCO_3^-]^2[Ca^2], \text{ где } K' = \frac{K_2}{K_1 L} f^2_{HCO_3^-} f_{Ca^{2+}} = K_{ср} f_{ср}, \qquad (4.20)$$

подставив величину $[CO_2]$ в уравнение (4.19), получим:

$$K_{ср} f_{ср} [Ca^{2+}] [HCO_3^-]^2 + \frac{[HCO_3^-]}{2} - \left(\frac{[HCO_3^-]_0}{2} + [CO_2]_0\right) = 0. \qquad (4.21)$$

В соответствии с уравнением (4.10), на каждый моль Ca^{2+} переходят в раствор 2 моля HCO_3^-, поэтому в условиях равновесия $[Ca^{2+}] = [Ca^{2+}]_0 - \frac{[HCO_3^-]_0 - [HCO_3^-]}{2}$. Подставив это выражение в уравнение (4.21), будем иметь:

$$[HCO_3^-]^3 + (2[Ca^{2+}]_0 - [HCO_3^-]_0)[HCO_3^-]^2 + \frac{1}{K_{ср} f_{ср}}[HCO_3^-] - \frac{2[CO_2]_0 + [HCO_3^-]_0}{K_{ср} f_{ср}} = 0. \qquad (4.22)$$

Получается кубическое уравнение типа $x^3 + ax^2 + bx - c = 0$, где $x = [HCO_3^-]$, а остальные величины известны или могут быть рассчитаны. Величина $[CO_2]_{деф}$ вычисляется из уравнения (4.18) после нахождения $[HCO_3^-]$:

$$[CO_2]_{деф} = 0{,}5([HCO_3^-]_0 - [HCO_3^-]). \qquad (4.23)$$

Количество осадившегося при наступлении равновесия твердого $CaCO_3$ равно:

$$[CaCO_3] = 0{,}5([HCO_3^-]_0 - [HCO_3^-]). \qquad (4.24)$$

Количество ионов кальция в кг/м³, оставшихся в растворе, равно:

$$[Ca^{2+}] = [[Ca^{2+}]_0 - 0{,}5([HCO_3^-]_0 - [HCO_3^-])] \cdot 40. \qquad (4.25)$$

Пример 9. Для условий примера 8 дано $f_{Ca^{2+}} = 0{,}27$; $f_{HCO_3^-} = 0{,}69$; $K_{HCO_3^-} = 0{,}47 \cdot 10^{-10}$; $K_{H_2CO_3} = 0{,}43 \cdot 10^{-6}$; $L_{CaCO_3} = 3{,}84 \times 10^{-9}$; $[Ca^{2+}]_0 = 48{,}5 \cdot 10^{-3}$ кмоль/м³; $[HCO_3^-]_0 = 37 \cdot 10^{-3}$ кмоль/м³; $[CO_2]_0 = 2{,}94 \cdot 10^{-3}$ кмоль/м³; $T = 298$ К. Оценить состояние карбонатно-кальциевой системы и найти концентрации ионов кальция, гидрокарбонатов и диоксида углерода в растворе в условиях равновесия системы.

1. Рассчитать величину K в уравнении (4.15) по аналитическим данным, приведенным в условии задачи:

$$K_э = \frac{0{,}69^2 (37 \cdot 10^{-3})^2 \, 0{,}27 \cdot 48{,}5 \cdot 10^{-3}}{2{,}94 \cdot 10^{-3}} = 2{,}9 \cdot 10^{-3}.$$

2. Найти теоретическую величину K в уравнении (4.15):

$$K = \frac{K_{H_2CO_3} L_{CaCO_3}}{K_{HCO_3^-}} = \frac{0{,}43 \cdot 10^{-6} \cdot 3{,}84 \cdot 10^{-9}}{0{,}47 \cdot 10^{-10}} = 3{,}5 \cdot 10^{-5}.$$

3. Оценить состояние карбонатно-кальциевой системы по величине отношения $K_э$ и K;

$\frac{K_э}{K} = \frac{2{,}9 \cdot 10^{-3}}{3{,}5 \cdot 10^{-5}} = 83$; то есть $\frac{K_э}{K} > 1$, следовательно, раствор содержит избыток ионов кальция и гидрокарбонатов, что свидетельствует о его склонности к осаждению $CaCO_3$.

4. В соответствии с уравнением (4.20) найти $K_{ср}$ и $f_{ср}$:

$$K_{ср} = \frac{0{,}47 \cdot 10^{-10}}{0{,}43 \cdot 10^{-6} \cdot 3{,}84 \cdot 10^{-9}} = 2{,}85 \cdot 10^4, \qquad f_{ср} = 0{,}69^2 \cdot 0{,}27 = 0{,}128.$$

5. Подставить данные и полученные величины в уравнение (4.22):

$$[HCO_3^-]^3 + (2 \cdot 48{,}5 - 37)\, 10^{-3} [HCO_3^-]^2 + \frac{[HCO_3^-]}{2{,}85 \cdot 10^4 \cdot 0{,}128} - \frac{(2 \cdot 2{,}94 + 37)\, 10^{-3}}{2{,}85 \cdot 10^4 \cdot 0{,}128} = 0.$$

6. Путем подставления найти величину $[HCO_3^-]$:

$$[HCO_3^-] = 11 \cdot 10^{-3} \text{ кмоль/м}^3 = 0{,}67 \text{ кг/м}^3.$$

7. Проверить справедливость уравнения (4.22) при подстановке $[HCO_3^-] = 11 \cdot 10^{-3}$ кмоль/м³:

$$(11 \cdot 10^{-3})^3 + 60 \cdot 10^{-3} (11 \cdot 10^{-3})^2 + \frac{11 \cdot 10^{-3}}{2{,}85 \cdot 10^4 \cdot 0{,}128} - \frac{42{,}88 \cdot 10^{-3}}{2{,}85 \cdot 10^4 \cdot 0{,}128} = (1331 + 7260 + 3015 - 11750)\, 10^{-9} = -144 \cdot 10^{-9} \approx 0.$$

8. Найти количество осадившегося $CaCO_3$ по уравнению (4.24):

$CaCO_3 = 0{,}5\,(37-11)\,10^{-3} = 13\cdot 10^{-3}$ кмоль/м^3 = 1,3 кг/м^3.

9. Найти концентрацию ионов кальция $[Ca^{2+}]$ в равновесном растворе по уравнению (4.25):

$[Ca^{2+}] = 48{,}5\cdot 10^{-3} - 0{,}5\,(37-11)\,10^{-3} = 35{,}5\cdot 10^{-3}$ кмоль/м^3 = 1,42 кг/м^3

10. Найти концентрацию $[CO_2]$ в равновесном растворе по уравнению (4.18):

$$[CO_2] = 0{,}5\,(37-11)\,10^{-3} + 2{,}94\cdot 10^{-3} = 15{,}94\cdot 10^{-3}\ \text{кмоль/м}^3 = 0{,}7\ \text{кг/м}^3.$$

§ 3. Карбонатно-магниевая система

В природных водах между твердой фазой карбоната магния ($MgCO_3$), угольной кислотой ($H_2O + CO_2$) и гидрокарбонатными ионами, находящимися в воде, происходит химическое взаимодействие, описываемое уравнением

$$MgCO_3 + H_2O + CO_2 \rightleftarrows Mg(HCO_3)_2 \rightleftarrows Mg^{2+} + 2HCO_3^- \rightleftarrows 2H^+ + 2CO_3^{2-}. \qquad (4.26)$$

В большинстве случаев в условиях активного водообмена скорость прямой реакции, описываемой уравнением (4.26), намного выше скорости обратной, равновесие сдвинуто влево, вследствие чего происходит растворение твердой фазы $MgCO_3$, концентрация ионов магния в воде ниже равновесных, наблюдается дефицит соли $MgCO_3$ в растворенном состоянии.

Однако в случае, когда воды имеют ярко выраженный гидрокарбонатный магниевый состав — $[Mg^{2+}] > [Ca^{2+}] < [HCO_3^-]$, концентрации ионов магния в воде могут достичь равновесных значений и даже превысить их. В этих условиях скорость обратной реакции в уравнении (4.26) может превысить скорость прямой, и избыток $MgCO_3$ в воде будет выпадать в осадок. Расчет карбонатномагниевой системы выполняется по схеме, аналогичной приведенной в § 2; следует лишь отметить, что величина L_{MgCO_3} при этом превышает величину L_{CaCO_3} в $n\cdot 10^5$ раз. Именно поэтому концентрации соли $MgCO_3$ в природных водах обычно далеки от равновесных.

§ 4. Сульфатно-кальциевая система

Оценка состояния сульфатно-кальциевой системы включает в себя расчет физико-химических параметров природных растворов (μ, f_{CaSO_4}, $f_{Ca^{2+}}$, $f_{SO_4^{2-}}$, L_{CaSO_4}), расчет дефицита или избытка $CaSO_4$ в растворе, расчет равновесных концентраций ионов кальция и сульфатных ионов в растворе.

Оценка равновесия между раствором $CaSO_4$ его твердой фазой. Равновесие между твердой фазой $CaSO_4$ и его водным раствором определяется произведением растворимости сульфата кальция (L_{CaSO_4}). В равновесной системе $CaSO_4 \rightleftarrows Ca^{2+} + SO_4^{2-}$ при заданной температуре, давлении и ионно-солевом составе воды величина L_{CaSO_4} является постоянной:

$$f_{Ca^{2+}} [Ca^{2+}]_p f_{SO_4^{2-}} [SO_4^{2-}]_p = L_{CaSO_4}, \quad (4.27)$$

где $[Ca^{2+}]_p$ и $[SO_4^{2-}]_p$ — равновесные молярные концентрации соответствующих ионов; $f_{Ca^{2+}}$ и $f_{SO_4^{2-}}$ — коэффициенты активности ионов.

Если при подставлении в уравнение (4.27) или (4.28) фактически найденных концентраций кальция и сульфатов $\frac{L_{эксп}}{L_{CaSO_4}} > 1$, то вода пересыщена этими ионами и равновесие сдвинуто влево; если $\frac{L_{эксп}}{L_{CaSO_4}} < 1$, то равновесие системы сдвинуто вправо, вода агрессивна к гипсу. При равенстве экспериментального и теоретического коэффициентов система $CaSO_4 — H_2O$ находится в равновесном состоянии.

Методика определения коэффициентов активности Ca^{2+} и SO_4^{2-}. Коэффициенты активности отдельных ионов для удобства заменяются средним коэффициентом активности сульфата кальция, который вычисляется по формуле $f_{CaSO_4} = (f_{Ca^{2+}} f_{SO_4^{2-}})^{0,5}$. Коэффициенты $f_{Ca^{2+}}$ и $f_{SO_4^{2-}}$ определяются экспериментально в зависимости от ионно-солевого состава раствора. Подставив вместо $f_{Ca^{2+}}$ и $f_{SO_4^{2-}}$ в уравнение (4.27) величину f_{CaSO_4}, получим

$$L_{CaSO_4} = f^2_{CaSO_4} [Ca^{2+}]_p [SO_4^{2-}]_p. \quad (4.28)$$

Средние коэффициенты активности $CaSO_4$ в зависимости от величины ионной силы воды (μ) и ее температуры можно вычислить по уравнениям (4.4) и (4.6), приняв $z^2 = z^+ z^-$ и определив K_μ по графику (рис. 8), а также определить по номограммам, приведенным на рис. 14.

Определение произведения растворимости $CaSO_4$. В связи с тем что для сульфата кальция изменение растворимости с температурой происходит по криволинейной зависимости, произведение растворимости в условиях равновесия определяется на основе экспериментальных данных. В табл. 31 приведены произведения растворимости $CaSO_4$ при различной температуре, вычисленные по данным растворимости суль-

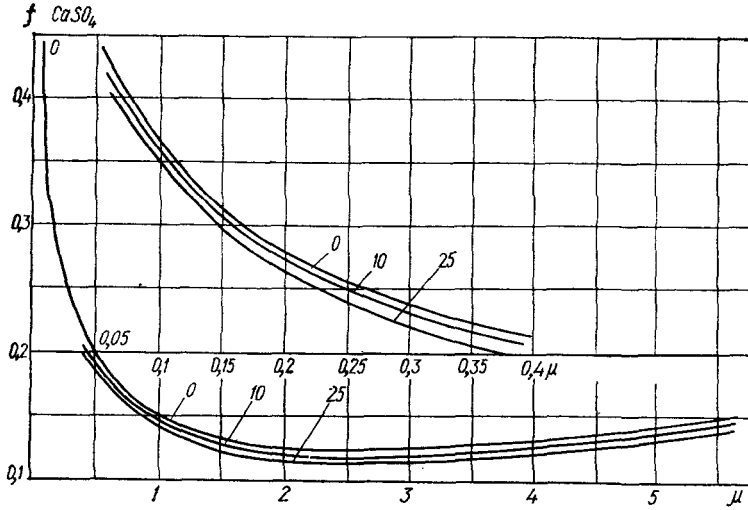


Рис. 14. Номограммы для определения средних коэффициентов активности сульфатов кальция в водных растворах в зависимости от величины ионной силы и температуры (0—40°) раствора (В. П. Зверев, 1967).

31. Произведения растворимости сульфата кальция в дистиллированной воде при различной температуре и нормальном давлении (В. П. Зверев, 1967)

Температура, T-273	$[CaSO_4]$, кг/м³	$[Ca^{2+}]$, $[SO_4^{2-}]$, кмоль/м³	μ	f_{CaSO_4}	L_{CaSO_4}
0	1,759	$12{,}9 \cdot 10^{-3}$	0,0516	0,441	$3{,}22 \cdot 10^{-5}$
5	1,855	$13{,}6 \cdot 10^{-3}$	0,0544	0,430	$3{,}42 \cdot 10^{-5}$
10	1,925	$14{,}1 \cdot 10^{-3}$	0,0564	0,423	$3{,}55 \cdot 10^{-5}$
18	2,016	$14{,}8 \cdot 10^{-3}$	0,0592	0,409	$3{,}66 \cdot 10^{-5}$
25	2,080	$15{,}4 \cdot 10^{-3}$	0,0615	0,398	$3{,}72 \cdot 10^{-5}$
40	2,122	$15{,}6 \cdot 10^{-3}$	0,0624	0,392	$3{,}74 \cdot 10^{-5}$

фата кальция в дистилированной воде и средним коэффициентам активности, полученным с номограммы (рис. 14).

Сравнивая величину L_{CaSO_4}, полученную по аналитическим данным, с величиной теоретической, взятой из таблицы, определяем, находится ли водный раствор гипса в равновесии с твердой фазой, а если нет, то в какую сторону сдвинуто равновесие.

Количественная оценка дефицита или избытка $CaSO_4$ в растворах. Дефицит или избыток сульфатов кальция в при-

родных водах в молярной форме можно найти, используя уравнения:

$$CaSO_{4_{изб}} = 0{,}5\left([Ca^{2+}] + [SO_4^{2-}] - \sqrt{([Ca^{2+}] - [SO_4^{2-}])^2 + 4\,[Ca^{2+}]_p\,[SO_4^{2-}]_p}\right); \quad (4.29)$$

$$CaSO_{4_{деф}} = 0{,}5\left[\sqrt{([Ca^{2+}] - [SO_4^{2-}])^2 + 4\,[Ca^{3+}]_p\,[SO_4^{2-}]_p} - ([Ca^{2+}] + [SO_4^{2-}])\right], \quad (4.30)$$

где $[Ca^{2+}]$, $[SO_4^{2-}]$ — наблюдаемые молярные концентрации ионов в растворах; $[Ca^{2+}]_p$, $[SO_4^{2-}]_p$ — равновесные молярные концентрации ионов в данном растворе; произведение $[Ca^{2+}]_p\,[SO_4^{2-}]_p$ находится из уравнения (4.28).

Количество ионов кальция и сульфатных ионов, оставшихся в растворе после осаждения избытка $CaSO_4$, определяется по формулам:

$$[Ca^{2+}]_p = [Ca^{2+}] - CaSO_{4_{изб}}; \quad (4.31)$$

$$[SO_4^{2-}]_p = [SO_4^{2-}] - CaSO_{4_{изб}}. \quad (4.32)$$

Пример 10. Для гипотетического раствора, рассмотренного в примерах 8,9, после осаждения избытка $CaCO_3$ дано: $[Ca^{2+}] = 35{,}5 \cdot 10^{-3}$ кмоль/м³; $[SO_4^{2-}] = 75 \cdot 10^{-3}$ кмоль/м³; $\mu = 0{,}362$; $T = 298$ К. Оценить состояние сульфатно-кальциевой системы в растворе и найти равновесные концентрации ионов кальция и сульфатов.

1. Найти коэффициент активности f_{CaSO_4} по номограмме, приведенной на рис. 14:

$$f_{CaSO_4} = 0{,}21.$$

2. Рассчитать величину L_{CaSO_4} в уравнении (4.28) по аналитическим данным, приведенным в условии задачи:

$$L^3_{CaSO_4} = 0{,}21^2 \cdot 35{,}5 \cdot 10^{-3} \cdot 75 \cdot 10^{-3} = 11{,}7 \cdot 10^{-5}.$$

3. Найти теоретическую величину L_{CaSO_4} в уравнении (4.28) по табл. 31:

$$L_{CaSO_4} = 3{,}72 \cdot 10^{-5}.$$

4. Оценить состояние сульфатно-кальциевой системы по соотношению экспериментального и теоретического произведений растворимости сульфата кальция:

$$\frac{L^3_{CaSO_4}}{L_{CaSO_4}} = \frac{11{,}7 \cdot 10^{-5}}{3{,}72 \cdot 10^{-5}} = 3{,}15,$$

следовательно, раствор содержит избыток ионов кальция и сульфатов против равновесного и склонен к осаждению $CaSO_4$.

5. Найти величину $[Ca^{2+}]_p [SO_4^{2-}]_p$ по уравнению (4.28):

$$[Ca^{2+}]_p [SO_4^{2-}]_p = \frac{3,72 \cdot 10^{-5}}{0,044} = 845 \cdot 10^{-6} \text{ (кмоль/м}^3)^2.$$

6. Найти избыток $CaSO_4$ в растворе по уравнению (4.29):

$$CaSO_{4изб} = 0,5\,(35,5 + 75 - \sqrt{(-39,5)^2 + 4 \cdot 845})\,10^{-3} =$$
$$= 20,1 \cdot 10^{-3} \text{ кмоль/м}^3 = 2,73 \text{ кг/м}^3.$$

7. Найти концентрации сульфатных ионов и ионов кальция, оставшихся в растворе, по формулам (4.31, 4.32):

$$[Ca^{2+}]_p = (35,5 - 20,1)\,10^{-3} = 15,4 \cdot 10^{-3} \text{ кмоль/м}^3 = 0,62 \text{ кг/м}^3;$$
$$[SO_4^{2-}]_p = (75 - 20,1)\,10^{-3} = 54,9 \cdot 10^{-3} \text{ кмоль/м}^3 = 5,27 \text{ кг/м}^3.$$

8. Проверить правильность расчета по уравнению (4.28):

$$L_{CaSO_4} = 0,21^2 \cdot 15,4 \cdot 54,9 \cdot 10^{-6} = 3,72 \cdot 10^{-5},$$

что соответствует теоретической величине в табл. 31.

§ 5. Система «раствор — твердая фаза легкорастворимых солей»

Равновесные системы, включающие в себя легкорастворимые соли ($NaCl$, Na_2SO_4, $MgCl_2$, $MgSO_4$, Na_2CO_3 и др.), играют подчиненную роль в формировании ионно-солевого режима вод и пород вследствие того, что осаждение этих солей наступает при очень высоких минерализациях поровых и ирригационно-грунтовых вод. Однако в условиях аридного климата на территориях, где происходит интенсивное вторичное засоление, состояние легкорастворимых многокомпонентных солевых систем играет важную роль в процессах соленакопления и растворения.

Оценка состояния водно-солевых систем легкорастворимых солей. В природных растворах содержится целый ряд легкорастворимых солей, поэтому стабильность этих солей в поровых и ирригационно-грунтовых водах оценивается путем расчета состояния многокомпонентных водно-солевых систем.

В связи с тем, что содержание в природных водах толщи активного водосолеобмена таких легкорастворимых солей, как $CaCl_2$, Na_2CO_3, относительно невелико, а концентрации трудно- и среднерастворимых солей ($CaCO_3$, $MgCO_3$, $CaSO_4$) лимитируются состоянием соответствующих равновесных систем, основной равновесной многокомпонентной водно-солевой системой в природных растворах высокой минерализации является хлоридно-сульфатно-натриево-магниевая. Наличие примесей других солей в водах, насыщенных солями $NaCl$,

Na_2SO_4, $MgCl_2$ и $MgSO_4$, несколько изменяет расчетные равновесные концентрации ионов натрия, магния, хлора и сульфатных ионов в системе, однако это влияние практически ничтожно. Максимальный удельный вес других солей (%) в естественных равновесных хлоридно-сульфатно-натриево-магниевых системах, наиболее распространенных в высокоминерализованных поровых растворах, определяется по формуле

$$a = \frac{100b}{C_{\min}}, \tag{4.33}$$

где b — сумма концентраций солей $CaCl_2$, Na_2CO_3, $CaCO_3$, $MgCO_3$, $CaSO_4$ в высокоминерализованных насыщенных растворах; $C_{\min}$ — концентрация наименее растворимой из солей при данной температуре (NaCl, Na_2SO_4, $MgCl_2$, $MgSO_4$), находящейся в равновесии с твердой фазой. При температуре 298 К величина a не превышает 2 %; практически эта величина еще меньше, поскольку концентрация суммы солей, имеющихся в системе, значительно выше концентрации одной из наименее растворимых солей, входящих в систему.

Сказанное выше позволяет считать, что оценку концентраций ионов натрия, магния, хлора и сульфатных ионов в гипотетических высокоминерализованных поровых растворах по отношению к их равновесным концентрациям можно выполнить путем расчетов в равновесных водно-солевых системах, сформированных при разных температурах солями NaCl, Na_2SO_4, $MgCl_2$, $MgSO_4$.

Для оценки состояния многокомпонентных водно-солевых систем следует использовать диаграммы растворимости солей в воде, находящихся в равновесии с твердой фазой, которые строятся для разных температур по вероятностным значениям растворимости двойных и тройных солей:

$NaCl - MgCl_2$, $MgCl_2 - MgSO_4$, $MgSO_4 - Na_2SO_4$,
$Na_2SO_4 - NaCl$; $NaCl - Na_2SO_4 - MgCl_2$,
$NaCl - Na_2SO_4 - MgSO_4$, $NaCl - MgSO_4 - MgCl_2$;
$Na_2SO_4 - MgSO_4 - MgCl_2$.

На рис. 15, 16 представлены диаграммы для системы $Na_2SO_4 - NaCl - MgSO_4 - MgCl_2$ при температуре 298 К (растворимости солей на диаграммах даны в кг-экв на $м^3$ и 1000 кг раствора). При построении диаграмм были использованы экспериментальные данные, включая приведенные в табл. 11. В случае наличия при других температурах лишь одной диаграммы перевод концентраций из одной формы в другую производится по формуле

$$C = C^*d, \tag{4.34}$$

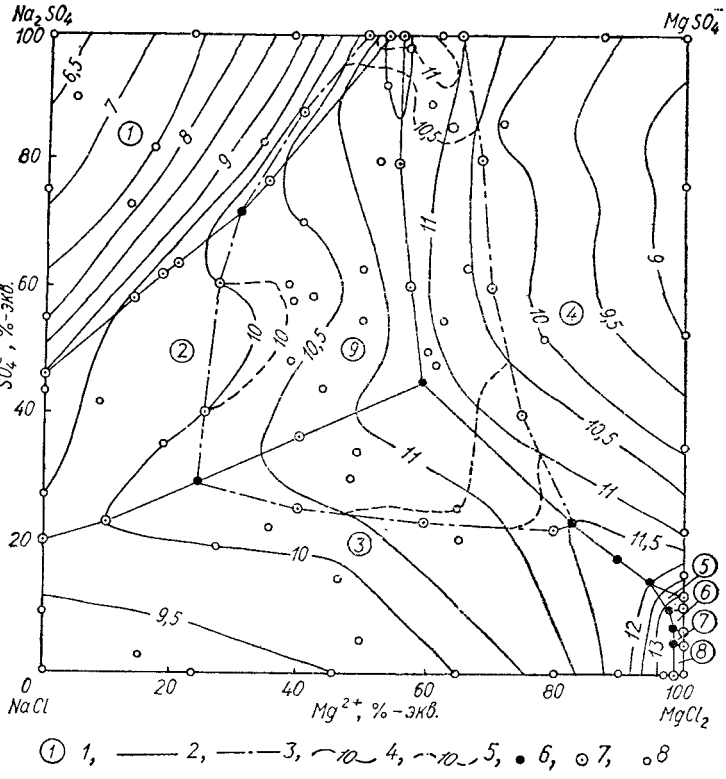


Рис. 15. Диаграмма растворимости водно-солевой равновесной системы $Cl^- — SO_4^{2-} — Na^+ — Mg^{2+}$ в кг-экв на 1000 кг раствора при температуре 298 К:

1 — номера полей с однородным составом твердой фазы солей, находящихся в равновесии с раствором (*1* — $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, *2* — Na_2SO_4, *3* — NaCl, *4* — $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, *5* — $MgSO_4 \cdot 6H_2O$, *6* — $MgSO_4 \cdot 5H_2O$, *7* — $MgSO_4 \cdot 4H_2O$, *8* — $MgCl_2 \cdot 6H_2O$, *9* — $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$); *2* — границы между полями *1—8*; *3* — границы между полем *9* и другими полями; *4* — изолиния концентраций раствора, находящегося в равновесии с твердой фазой полей *1—8*; *5* — изолинии концентраций раствора, находящегося в равновесии с твердой фазой поля *9*; *6* — тройные точки, в пределах которых раствор находится в равновесии одновременно с твердой фазой трех полей; *7* — двойные точки, расположенные на границах, где раствор находится в равновесии одновременно с твердой фазой двух полей; *8* — точки, в пределах которых раствор находится в равновесии с твердой фазой одного поля (экспериментальные вероятные значения растворимости в точках, показанных на рисунке, использованы для построения изолиний).

где C — концентрация раствора в кг-экв / 1000 кг; C^* — концентрация раствора в кг-экв/м^3, d — плотность раствора, 10^{-3} кг/м^3 (находится по диаграммам, подобным приведенной на рис. 17).

В соответствии с процент-эквивалентным содержанием ионов Mg^{2+} и SO_4^{2-} в гипотетическом растворе на диаграмме

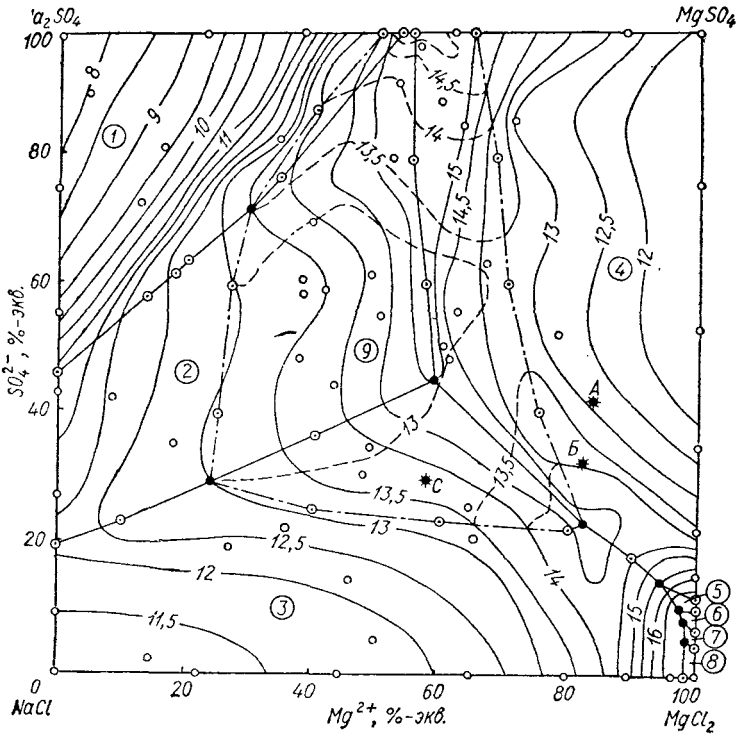


Рис. 16. Диаграмма растворимости водносолевой равновесной системы $Cl^- - SO_4^{2-} - Na^+ - Mg^{2+}$ в кг-экв на м³ раствора при температуре 298 К (условные обозначения те же, что к рис. 15).

находится точка, которой соответствует определенное равновесное значение суммы концентраций растворенных солей. Это значение для полей с определенным составом твердой фазы рассчитывается путем интерполяции величин, зафиксированных изолиниями сумм равновесных концентраций. Состояние системы оценивается по формуле

$$\sum_{\text{и}} \gtreqless \sum_{\text{и}}^{\text{р}}, \qquad (4.35)$$

где $\sum_{\text{и}}^{\text{р}}$ — сумма концентраций ионов, найденная по диаграммам растворимости; $\sum_{\text{и}}$ — сумма концентраций ионов в гипотетическом растворе.

При $\sum_{\text{и}} \leqslant \sum_{\text{и}}^{\text{р}}$ концентрации соответствующих ионов в гипотетическом растворе возможны; при $\sum_{\text{и}} > \sum_{\text{и}}^{\text{р}}$ раствор склонен к выпадению твердой фазы легкорастворимых солей.

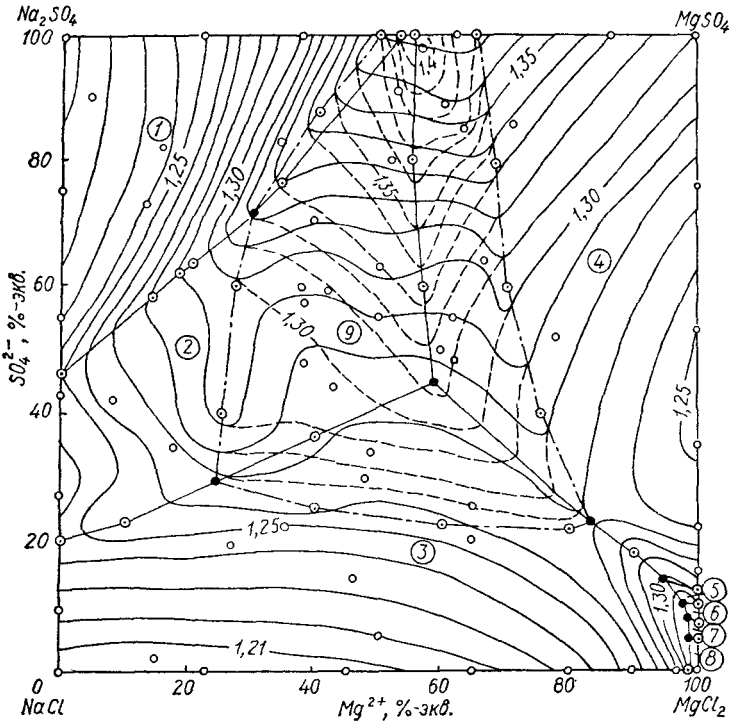


Рис. 17. Диаграмма плотностей растворов в водно-солевой равновесной системе $Cl^- — SO_4^{2-} — Na^+ — Mg^{2+}$ при температуре 298 К (условные обозначения те же, что к рис. 15, за исключением изолиний, фиксирующих плотности раствора в 10^{-3} кг/м^3).

Пример 11. Определить равновесные концентрации солей в высокоминерализонанном растворе при следующем соотношении ионов: 1) Mg^{2+} = 84 %-экв; SO_4^{2-} = 42 %-экв; 2) Mg^{2+} = 58 %-экв; SO_4^{2-} = = 29 %-экв.

1. Найти на диаграмме (рис. 16) точки *A* и *C* с данными концентрациями ионов магния и сульфатных ионов.

2. В точке *A* концентрация раствора, находящегося в равновесии с твердой фазой $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, составляет 12,9 кг-экв/м^3. Возможность существоваиия порового раствора с данным соотношением ионов лимитируется этой величиной.

3. В точке *C* концентрация раствора, находящегося в равновесии с твердой фазой NaCl, составляет 13,75 кг-экв/м^3, а с твердой фазой $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$ — 13,25 кг-экв/м^3; эти величины являются верхним пределом существования гипотетического раствора данного состава.

Количественная оценка избытка легкорастворимых солей в растворе (NaCl, Na_2SO_4, $MgCl_2$, $MgSO_4$). В случае, если

в выражении (4.35) $\sum_{И} > \sum_{И}^{Р}$, необходимо уменьшить в растворе в равных соотношениях концентрации ионов, определяющих твердую фазу, до тех пор, пока сумма эквивалентных концентраций всех ионов не приблизится к равновесной в соответствии с диаграммой растворимости. Количество легкорастворимых солей, выпавших в осадок, определяется по уравнению

$$[\text{Тв. фаза}] = 0{,}5\left(\sum_{И} - \sum_{И}^{Р}\right). \qquad (4.36)$$

Пример 12. В точке *А* имеется следующий ионно-солевой состав почвенного раствора, в кг-экв/м³:

Mg^{2+}	SO_4^{2-}	Na^+	Cl^-	$\sum_{И}$
7,08	3,54	1,30	4,84	16,76

Равновесная сумма ионов в соответствии с диаграммой (рис. 16) составляет 12,9 кг-экв/м³, раствор содержит избыток соли $MgSO_4 \cdot 7H_2O$. Найти $\Sigma_{И}^{Р}$ после выпадения избытка твердой фазы.

1. Уменьшая в растворе в равных соотношениях концентрацию ионов магния и сульфатных ионов, которые определяют состав твердой фазы поля 4, получить следующий состав почвенного раствора (C_x):

Mg^{2+}	SO_4^{2-}	Na^+	Cl^-	$\sum_{И}^{x}$
5,83	2,29	1,30	4,84	14,26

2. Подсчитав соотношения ионов, получить:

$$Mg^{2+} = 82\ \%\text{-экв}; \quad SO_4^{2-} = 32\ \%\text{-экв}.$$

3. Сумма ионов в точке *В* на диаграмме с таким соотношением ионов составляет 14,10 кг-экв/м³; следовательно, $\sum_{И}^{x} \simeq \sum_{И}^{Р}$ и ионно-солевой состав почвенного раствора C_x находится в равновесии с твердой фазой легкорастворимых солей.

4. В соответствии с уравнением (4.36), в осадок выделилось 1,25 кг-экв/м³ сульфата магния, или 75 кг/м³.

Список литературы

Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 444 с.

Алекин О. А., Семенов А. Д., Скопинцев Б. А. Руководство по химическому анализу вод суши. Л., Гидрометеоиздат, 1973. 269 с.

Гаррельс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы. минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.

Горев Л. Н., Пелешенко В. И. Гидрохимические равновесия. Киев: Вища школа. Изд-во при Киев. ун-те, 1979. 111 с.

Зверев В. П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. М.: Наука, 1967. 99 с.

Посыпайко В. И. Методы исследования многокомпонентных солевых систем. М.: Наука, 1978. 255 с.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПРИКЛАДНЫЕ ВОПРОСЫ МЕЛИОРАТИВНОЙ ГИДРОХИМИИ

К главным практическим задачам в области мелиоративной гидрохимии следует отнести количественную оценку процессов формирования и режима ионно-солевого состава ирригационных, поровых и ирригационно-грунтовых вод; прогнозирование ионно-солевого состава вод толщи активного водосолеобмена; количественную оценку засоления почвогрунтов; экспериментальную и математическую оценку порогов токсичности химических ингредиентов для культурных растений, глубин залегания предельно-допустимых и критических уровней грунтовых вод в зависимости от минерализации и ионно-солевого состава вод и почвогрунтов, предельно допустимых концентраций ионов в поливных водах и др. Результатом решения частных прикладных задач в пределах конкретных территорий является создание математической модели мелиоративно-гидрохимической обстановки при орошении, которая позволила бы получать величины элементов водно-солевого режима по мере изменения природно-мелиоративных условий в процессе эксплуатации оросительных систем.

Глава 5
ОЦЕНКА ОБЪЕКТОВ МЕЛИОРАТИВНОЙ ГИДРОХИМИИ

Основными объектами, гидрохимический режим которых прямо влияет на гидрохимическую обстановку в корнеобитаемом слое почвы, являются ирригационно-грунтовые воды, поровые воды пород зоны аэрации, почвенные воды и ирригационные воды.

§ 1. Ирригационно-грунтовые воды

Формирование ирригационно-грунтовых вод. Грунтовые воды, возникшие под воздействием ирригационно-хозяйственных факторов, называются ирригационно-грунтовыми. Эти воды образуются в результате фильтрационных потерь воды

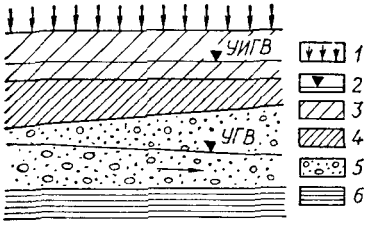


Рис. 18. Схема формирования ирригационно-грунтовых вод без участия собственно-грунтовых:

1 — направление движения вод; *2* — уровни ирригационно-грунтовых (*УИГВ*) и собственно-грунтовых (*УГВ*) вод; *3* — легкие суглинки и супеси; *4* — тяжелые водоупорные суглинки; *5* — галечник с песком; *6* — глины.

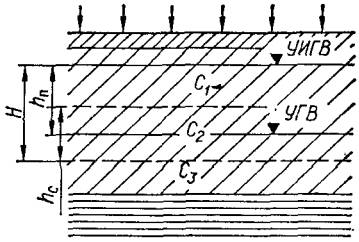


Рис. 19. Схема формирования ирригационно-грунтовых вод на собственно-грунтовых:

H — мощность слоя ирригационно-грунтовых вод; $h_п$ — мощность зоны подъема уровня за счет фильтрационных потерь; h_c — мощность зоны смешения ирригационно-грунтовых и собственно-грунтовых вод.

на полях орошения, в каналах регулировочной сети, вдоль трасс магистральных и распределительных каналов, в результате подпора грунтовых вод в зоне влияния искусственных водоемов, под влиянием осушительных мелиораций. Чаще всего ирригационно-грунтовые воды формируются при участии собственно грунтовых вод в зоне подъема уровня вследствие фильтрационных потерь и в результате трансформации химического состава собственно грунтовых вод при искусственном снижении их уровня осушительными мероприятиями. Иногда ирригационно-грунтовые воды возникают и существуют самостоятельно, без участия собственно грунтовых вод, за счет значительных фильтрационных потерь. Это происходит в тех случаях, когда в толще пород зоны аэрации существуют относительно водонепроницаемые слои, на которых накапливаются ирригационные воды; собственно грунтовые воды при этом залегают на значительной глубине (рис. 18).

В условиях орошения ирригационно-грунтовые воды располагаются на собственно грунтовых, повышая их уровень. Уровенный и ионно-солевой режимы вод в зоне подъема и в зоне смешения ирригационных и грунтовых вод (рис. 19) зависят от ряда факторов, основными из которых являются: объем фильтрационных потерь, литологический и солевой состав почв, пород зоны аэрации и водовмещающих пород, минерализация и ионно-солевой состав ирригационных и грунтовых вод, глубина залегания собственно грунтовых вод, высота зоны капиллярного поднятия ирригационно-грунтовых вод, интенсивность процессов испарения.

Из рис. 19 видно, что мощность ирригационно-грунтовых вод равна сумме высоты подъема уровня за счет инфильтра-

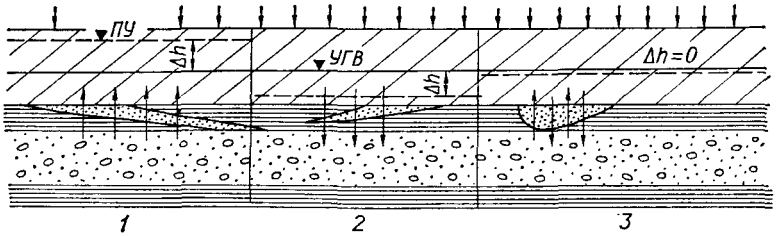


Рис. 20. Схемы гидравлической взаимосвязи грунтовых и пластовых вод:
1 — УГВ < ПУ; 2 — УГВ > ПУ; 3 — УГВ ≃ ПУ

ции и половины мощности зоны смешения: $H = h_п + 0{,}5h_с$. Мощность зоны смешения является функцией времени и зависит от коэффициента конвективной диффузии и скорости движения фильтрационного потока. Минерализация воды в зоне смешения (C_2) является промежуточной между минерализацией фильтрационных вод (C_1) и собственно грунтовых вод (C_3).

На формирование режима ирригационно-грунтовых вод особое влияние оказывают условия взаимосвязи собственно грунтовых вод с нижележащими пластовыми водами. Выделяются три основных типа такой взаимосвязи:

1. Пьезометрический уровень напорных вод существенно превышает уровень грунтовых вод; в этом случае напорные воды питают грунтовые, фильтруясь через относительно водоупорные толщи или поступая через окна в водоупорах в результате пластового напора (рис. 20). В случае фильтрационных потерь уровень ирригационно-грунтовых вод будет быстро подниматься в интервале Δh, равном превышению гипсометрического уровня над зеркалом грунтовых вод. После того как уровень грунтовых вод (*УГВ*) сравняется с пьезометрическим (*ПУ*), скорость подъема уровня за счет фильтрационных потерь снизится, и при определенном превышении зеркала ирригационно-грунтовых вод над уровнем напорных подъем уровня может прекратиться.

2. Пьезометрический уровень пластовых вод существенно ниже уровня грунтовых вод; грунтовые воды питают пластовые, фильтруясь через разделяющую их толщу в результате разницы напоров. В случае такой взаимосвязи при фильтрационных потерях уровень ирригационно-грунтовых вод не будет повышаться до тех пор, пока в результате перераспределения грунтовых и фильтрационных вод, поступающих в пластовые, пьезометрический уровень не поднимется до уровня грунтовых вод; при дальнейшем поступлении фильтра-

ционных вод суммарный уровень будет медленно подниматься.

3. Пьезометрический уровень пластовых вод совпадает с уровнем грунтовых или существенно от него не отличается, при этом вертикальный обмен между пластовыми и грунтовыми водами будет происходить в эквивалентных количествах, и в условиях фильтрационных потерь скорость подъема уровня ирригационно-грунтовых вод будет в основном зависеть от объема этих потерь и скорости оттока вод за пределы орошаемой территории.

Главным отличием ирригационно-грунтовых вод от собственно грунтовых является то, что в любых условиях формирования режим этих вод регулируется путем уменьшения фильтрационных потерь или увеличения скорости и объемов оттока с помощью искусственного дренажа.

Особенности формирования критических уровней грунтовых вод. Необходимость изучения режима грунтовых вод в условиях орошения связана прежде всего с тем, что от положения уровня этих вод относительно поверхности земли зависит возможность возникновения таких неблагоприятных явлений, как засоление почв, заболачивание и подтопление территорий. В частности, к наиболее распространенным и опасным явлениям относится вторичное засоление почвы в результате подъема уровня ирригационно-грунтовых вод за счет фильтрационных потерь при орошении в условиях недостаточного естественного дренажа. Для количественной оценки возможности возникновения этого явления применяется понятие предельно допустимого и критического уровней.

Под *предельно допустимым уровнем грунтовых вод (ПДУ)* следует понимать минимальную глубину зеркала воды от поверхности земли в условиях отсутствия естественных колебаний водно-солевого режима, при которой концентрации химических ингредиентов в поровом растворе горизонта максимального соленакопления активного слоя почвы при ее влажности, равной наименьшей (полевой) влагоемкости, соответствуют их порогам токсичности. При любых условиях величина предельно допустимого уровня ($H_{пд}$) равна сумме мощностей почвенного слоя ($h_{пс}$) и капиллярной каймы, или зоны капиллярного подъема, грунтовых вод ($h_{кк}$). Мощность почвенного слоя обычно не превышает 1 м, а высота капиллярного поднятия, определяющая мощность капиллярной каймы, зависит от механического состава пород и минерализации грунтовых вод.

Под *критическим уровнем грунтовых вод (КУ)* следует понимать глубину зеркала воды от поверхности земли, при которой концентрации химических ингредиентов в поровом растворе горизонта максимального соленакопления активного

слоя почвы при ее влажности, равной наименьшей (полевой) влагоемкости, не превышают их порогов токсичности, независимо от многолетнего естественного водно-солевого режима.

$$H_{кр} = H_{пд} + 0{,}5\Delta H, \qquad (5.1)$$

где $H_{кр}$ — глубина критического уровня; $H_{пд}$ — глубина предельно допустимого уровня; ΔH — амплитуда многолетних колебаний уровня грунтовых вод.

Таким образом, пока зеркало воды находится в зоне колебаний уровня или ниже ее, почвенный слой гарантирован от засоления.

§ 2. Поровые и почвенные воды

Понятие о поровых водах, поровых и почвенных растворах. Воды, присутствующие в поровом пространстве пород зоны аэрации в подвижной, твердой или адсорбционной формах, называются *поровыми*. В состав поровых вод входят все виды природной воды (за исключением химически связанной): лед, пар, гигроскопическая вода, переходящая в парообразную при изменении температуры и влажности почвенного воздуха, пленочная вода, капиллярная и гравитационная. Первые три составные части поровых вод не обладают способностью к растворению веществ, одновременно являясь недоступными для растений; остальные виды вод обладают растворяющей способностью и в разной степени усваиваются растениями. Поровые воды, обладающие растворяющей способностью и содержащие твердые, жидкие и газообразные минеральные и органические соединения в растворенном состоянии, называются *поровыми растворами*; поровые растворы, приуроченные к активному слою почвы, называются *почвенными*.

Между поверхностью и обменным комплексом твердой фазы почв и пород, солями в твердой форме, поровыми коллоидами и солями в растворенной форме существуют определенные равновесные соотношения, регулируемые растворимостью солей, ионно-обменными, сорбционно-десорбционными, диффузионными и другими физико-химическими процессами. Наряду с этим, концентрации ионов в поровом растворе зависят от температуры и влажности почвогрунтов, интенсивности испарения и разбавления поровых вод, особенностей механизма перемещения вод и солей в породах, глубины залегания грунтовых вод и других факторов.

При прочих равных условиях состав поровых растворов и твердой фазы солей прежде всего связан с влажностью пород и почв, их температурой; с уменьшением влажности в результате испарительного концентрирования из порового рас-

твора начинают выпадать соли в твердой фазе в соответствии со степенью своей растворимости в данном растворе при данной температуре. При влажности почвогрунтов, равной максимальной гигроскопической, все соли, находящиеся в поровом растворе, переходят в твердую фазу; при полном насыщении почвогрунтов влагой, а для большинства почв и пород зоны аэрации — при влажности, равной величине наименьшей или полевой влагоемкости, все легкорастворимые соли практически находятся в растворенном состоянии. Однако даже в условиях максимальной влажности почвогрунтов такие соли, как $CaCO_3$, $MgCO_3$, $CaSO_4$, а в условиях низких температур и Na_2SO_4, могут находиться в твердой фазе. Легкорастворимые соли, такие как $NaCl$, Na_2SO_4, Na_2CO_3, $MgCl_2$, $MgSO_4$, $CaCl_2$ и другие, могут находиться в твердой фазе в условиях естественной влажности почвогрунтов лишь в том случае, когда почвы и породы зоны аэрации находятся в состоянии сильного естественного или вторичного засоления.

Изучению химического состава поровых растворов уделяется большая роль, так как от этого фактора в значительной мере зависит плодородие почв. Это связано с тем, что растения могут потреблять минеральные вещества лишь в ионной форме, в которой эти вещества бывают только в жидкой фазе почвы. Недостаточные концентрации необходимых ионов в растворе ведут к угнетению растений от дефицита питательных веществ; концентрации токсичных ионов, превышающие пороги токсичности, приводят к завяданию и гибели.

Наиболее распространенными методами изучения ионно-солевого состава поровых растворов являются химический анализ поровых вод, выделенных непосредственно из образцов пород, и анализ водных вытяжек из проб почвогрунтов. Первый метод дает наиболее точное представление об ионно-солевом составе поровых растворов. Однако он наименее распространен при практических исследованиях в связи с тем, что выделение поровых вод из образцов, получение, консервация и транспортировка монолитов — процесс очень сложный, доступный лишь отдельным лабораториям. Кроме того, данные анализа в этом случае дают представление о составе поровых растворов лишь в момент отбора монолита при данных влажности и температуре почвогрунтов. При изменении влажности и температуры ионно-солевой состав поровых вод в естественных условиях будет существенным образом отличаться от полученного ранее в лабораторных условиях. Метод водных вытяжек очень прост и доступен. Однако полученные при этом данные характеризуют солевой комплекс почвогрунтов в целом (твердые соли + растворенные соли), а не состав поровых растворов. Кроме того, в водную вытяжку перехо-

дит часть ионов, находящихся в естественных условиях в обменном комплексе твердой и коллоидной фаз почв и пород. Вследствие того что в водную вытяжку переходят все соли, находящиеся в почве как в твердом, так и в растворенном состоянии, влажность и температура почвогрунтов при взятии пробы не оказывают влияния на результаты анализа водной вытяжки.

§ 3. Ирригационные воды

Под *ирригационными* водами понимают природные воды различных типов, циркулирующие в ирригационной сети и применяемые для сельскохозяйственных мелиораций.

Виды ирригационных вод. Для орошения сельскохозяйственных земель используются поверхностные, подземные, сточные и возвратные воды. Качество ирригационных вод оценивается по количеству твердых взвесей в воде (мутности), минерализации, химическому составу, температуре. Твердых частиц величиной более $1 \cdot 10^{-4}$ м в воде не должно быть, так как они, оседая, заиливают ирригационную сеть. При наличии крупных взвешенных частиц, воды отстаивают в специальных отстойниках перед подачей в магистральные каналы. Оптимальной температурой ирригационных вод для орошения является 18—20°; подземные или ледниковые воды перед подачей в регулировочную сеть следует подогревать.

Поверхностные ирригационные воды могут быть получены из рек, озер, водохранилищ, прудов; при лиманном орошении используются воды местного стока. Преимуществом поверхностных ирригационных вод перед другими видами является малая минерализация, высокая температура, значительные ресурсы, благоприятные условия забора воды. К отрицательным свойствам поверхностных ирригационных вод относятся: повышенная мутность, непостоянство уровней и расходов, непостоянство минерализации и химического состава, наличие крупных механических примесей, загрязненность вод химическими ингредиентами антропогенного происхождения. Забор поверхностных ирригационных вод производится самотечным или машинным способом, в зависимости от абсолютных отметок источников и объектов орошения.

Подземные ирригационные воды получают из грунтовых или напорных пластовых водоносных горизонтов с помощью колодцев, скважин, водозаборных галерей, штолен, лучевых водозаборов, родников. К преимуществам подземных ирригационных вод следует отнести: получение воды в непосредственной близости от объектов орошения, уменьшение фильтрационных потерь за счет сокращения холостой части магистральных каналов, отсутствие взвешенных веществ, ста-

бильность водного и химического режимов, совмещение орошения с вертикальным дренажем. Недостатками являются: более высокая по сравнению с поверхностным водами минерализация, низкая температура, ограниченные запасы, более высокая стоимость воды в случае, если подземные воды ненапорные.

Сточные ирригационные воды поступают на поля орошения после биологической очистки и выполняют одновременно функции термической, удобрительной и увлажнительной мелиорации почвогрунтов.

Возвратные ирригационные воды поступают в основном из рисовых оросительных систем и используются для орошения менее влаголюбивых культур. Необходимым условием при этом является самотечная подача воды и ее удовлетворительное качество.

Оценка ионно-солевого состава ирригационных вод. Оценка ионно-солевого состава ирригационных вод для целей орошения выполняется по следующим показателям: минерализации, концентрации отдельных ионов или содержанию отдельных солей, химическому составу в целом, соотношению отдельных ионов или их комбинаций.

Первичная оценка пригодности воды для орошения производится путем определения минерализации воды, то есть суммы концентраций главных катионов и анионов: Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, CO_3^{2-}, HCO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}.

А. Н. Костяков характеризует ирригационные свойства вод в соответствии с их минерализацией следующим образом:

1. Вода, содержащая не более 400 мг/л растворенных солей,— хорошая оросительная вода.

2. Вода, содержащая от 400 до 1000 мг/л растворенных солей, требует осторожного подхода, с учетом всего комплекса условий ее использования.

3. Вода, содержащая от 1000 до 3000 мг/л растворенных солей, засоляет почву.

При условии, что процесс осолонцевания почв под влиянием оросительных вод не происходит, Н. Г. Минашина (1970) предлагает определять предельно допустимую минерализацию поливной воды путем решения уравнения солевого баланса зоны аэрации относительно $C_{ор}$, считая, что конечная концентрация порового раствора равна предельно допустимой (порогу токсичности).

Результаты подобных расчетов свидетельствуют о том, что величина предельно допустимой минерализации оросительных вод возрастает с увеличением скорости инфильтрации, то есть величины оросительной нормы. На рис. 21 приведена зависимость плотного остатка оросительных вод от

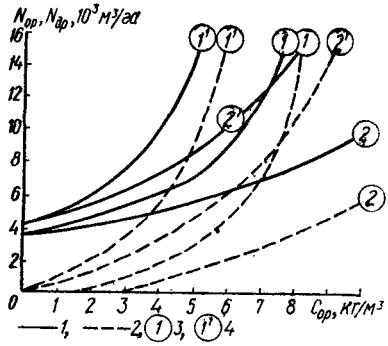


Рис. 21. Зависимость оросительной нормы от минерализации при орошении земель минерализованной водой в условиях Голодной степи (Х. И. Якубов, Р. В. Савельева, 1976):

1 — зависимость оросительной нормы ($N_{ор}$) от минерализации ($C_{ор}$); *2* — зависимость нагрузки на дренаж ($N_{др}$) от минерализации оросительной воды ($C_{ор}$); *3* — расчет в условиях неустановившегося водно-солевого режима; *4* — расчет в условиях установившегося водно-солевого режима.

Примечание: исходная минерализация грунтовых вод равна 12 кг/м³ (1^1, 1) и 16 кг/м³ (2^1,2).

величины оросительной нормы при орошении земель минерализованной водой в условиях Голодной степи. Из рисунка видно, что в условиях как установившегося, так и неустановившегося солевого режимов, с увеличением исходной минерализации грунтовых вод величина поливной нормы при орошении водой одной и той же минерализации уменьшается; при установившемся солевом режиме при равных поливных нормах минерализация оросительных вод должна быть существенно снижена по сравнению с условиями неустановившегося режима.

Наиболее вредными для растений солями в поливных водах являются соли натрия; при этом допустимая концентрация отдельных солей в воде следующая: Na_2CO_3 — до 1, NaCl — до 2, Na_2SO_4 — до 5 г/л. В зарубежной практике предельно допустимые концентрации соды в воде еще более низкие. Так, суммарное содержание $NaHCO_3$ и Na_2CO_3 более 2,5 мг/-экв/л делает ее непригодной для орошения слабокарбонатных почв. Предельно допустимой концентрацией нормальной соды $NaHCO_3$ при этом считается 64 мг/л, а ограничивающей — 32 — 64 мг/л. Подобные ограничения связаны не с токсичностью таких концентраций соды для растений, а с возможностью осолонцевания почв, бедных гипсом или другими солями кальция, под воздействием оросительных вод. Величины порогов токсичности солей в почвах с различным типом засоления приведены в главе 10.

Следует отметить, что в разных классификациях оценка пригодности вод различной минерализации для орошения не всегда совпадает, что связано с различиями в природных условиях объектов, для которых производится оценка, а также с краткосрочностью экспериментальных исследований. Установлено, что при ограниченных поливах и применении химических добавок величины предельно допустимых концент-

раций солей могут быть повышены. Во многих случаях представляется возможным повысить минерализацию оросительных вод до 2—3 г/л, а при хорошем дренаже— до 5—8 г/л. В Алжире и Тунисе удовлетворительные результаты дает использование для орошения вод с минерализацией 10—12 г/л. Имеется ряд успешных экспериментов по орошению некоторых культур морскими водами (34—36 г/л) или грунтовыми с такой же минерализацией. Это свидетельствует о том, что в условиях недостатка оросительных вод при благоприятной природно-мелиоративной обстановке для возделывания многих культур можно длительное время использовать воды повышенной минерализации.

При орошении водами невысокой минерализации особую опасность представляет осолонцевание почв, заключающееся в замене в обменном комплексе почвы двухвалентных ионов на одновалентные. Осолонцевание снижает водопроницаемость почвы, увеличивает ее дисперсность, пластичность, набухаемость, что приводит к обеструктированию почвы и потере ею плодородия. Осолонцевание заключается в основном в поступлении в почву из воды ионов натрия в обмен на ионы кальция и магния, которые выносятся из коллоидной фазы почвы в почвенный раствор; при этом ионы натрия поглощаются почвой при соотношении $\frac{[Na^+]}{[Ca^{2+}]+[Mg^{2+}]} \geqslant 4$, где концентрация катионов дается в эквивалентной форме.

И. Н. Антипов-Каратаев и Г. М. Кадор выявили следующую закономерность между поглощением почвой натрия и содержанием соды в воде:

$$y = 12 + 92 \log C, \tag{5.2}$$

где y — содержание в почве обменного натрия, мг-экв/100 г почвы; C — содержание соды в оросительной воде, мг-экв/л. В дальнейшем указанные авторы предложили для ирригационной оценки воды в отношении ее способности к осолонцеванию почв следующую формулу:

$$K = \frac{[Ca^{2+}] + [Mg^{2+}]}{[Na^+]\,0{,}23C}, \tag{5.3}$$

где K — коэффициент ионного обмена между водой и почвой; $[Ca^{2+}]$, $[Mg^{2+}]$, $[Na^+]$ — концентрации катионов, мг-экв/л; C — минерализация воды, г/л. Вода пригодна для орошения при $K > 1$ и не пригодна при $K < 1$.

Классификацию оросительных вод в отношении их способности к осолонцеванию почвы дает департамент сельского

хозяйства США в результате определения коэффициента осолонцевания:

$$SAR = \frac{[Na^+]}{\sqrt{\frac{[Ca^{2+}]+[Mg^{2+}]}{2}}}, \qquad (5.4)$$

где SAR — коэффициент осолонцевания; $[Ca^{2+}]$, $[Mg^{2+}]$, $[Na^+]$ — концентрации катионов в воде, мг-экв/л.

В соответствии с величиной SAR выделяется 4 типа вод: слабощелочные с малой опасностью осолонцевания (0—10), среднещелочные со средней опасностью осолонцевания (10—18), сильнощелочные с высокой опасностью осолонцевания (18—26) и очень щелочные с очень высокой опасностью осолонцевания (более 26).

По содержанию в воде хлоридов и сульфатов натрия Стеблер предложил рассчитывать щелочную характеристику, выраженную в виде *ирригационных коэффициентов*, представляющих собой слой воды в дюймах, который содержит щелочей столько, сколько необходимо для того, чтобы почва стала вредной до глубины 1,2 м для большинства культурных растений (табл. 32).

32. Щелочная характеристика оросительных вод

Тип вод	Соотношение концентраций, мг-экв/л	Щелочная характеристика (ирригационный коэффициент)
1	$[Na^+]-[Cl^-] \leqslant 0$	$K = \frac{288}{5[Cl^-]}$
2	$0 < [Na^+]-[Cl^-] < [SO_4^{2-}]$	$K = \frac{288}{[Na^+]+4[Cl^-]}$
3	$[Na^+]-[Cl^-]-[SO_4^{2-}] > 0$	$K = \frac{288}{10[Na^+]-5[Cl^-]-9[SO_4^{2-}]}$

В зависимости от величины K различаются воды хорошего качества ($K > 18$), удовлетворительные (18—6), неудовлетворительные (6—1,2) и плохие ($K < 1,2$).

Г. В. Ефименко определил зависимость ирригационного коэффициента по Стеблеру от величины плотного остатка в грунтовых и коллекторно-дренажных водах. Нижняя пунктирная кривая, на которую следует ориентироваться при установлении степени пригодности вод для орошения (рис. 22), подчиняется следующей зависимости:

$$K = K_0 - \beta^{-1} \ln \frac{C - C_0}{C_1 - C_0}, \qquad (5.5)$$

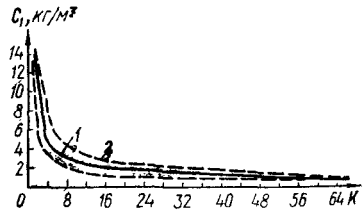


Рис. 22. Зависимость величины ирригационного коэффициента (K) от плотного остатка оросительной воды (C) для условий Западной Ферганы (Г. В. Еременко, А. Усманов, Р. А. Гейнц, 1968):

1 — усредненная кривая зависимости $K = f(C)$; 2 — границы области, в пределах которой находятся расчетные точки, определяющие зависимость $K = f(C)$.

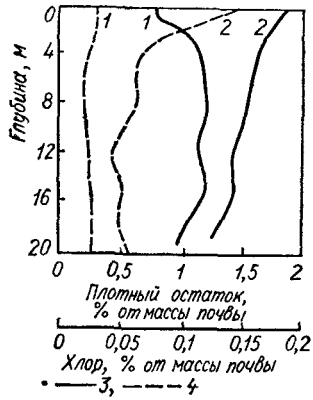


Рис. 23. Зависимость засоления почв от минерализации поливной воды:

1 — поливы пресной водой; 2 — поливы водой из коллекторно-дренажной сети и скважин вертикального дренажа; 3 — плотный остаток; 4 — хлор.

где K — ирригационный коэффициент; K_0 — минимальный для данной территории ирригационный коэффициент; C — весовая минерализация исследуемой воды; C_0 — минимальная весовая минерализация воды для данной территории; C_1 — максимальная весовая минерализация воды для данной территории; β — поправочный эмпирический коэффициент; $\beta = n_1C + n_2$, n_1 и n_2 — дробные числа меньше единицы.

Уравнение (5.5) или график позволяют для конкретной территории определить величину ирригационного коэффициента, имея лишь данные о плотном остатке исследуемой воды. Например, для условий запада Ферганы величина коэффициента K определяется по зависимости $\beta = 0{,}132 + 0{,}013$; $C_0 = 0{,}3$ г/л; $C_1 = 8{,}3$ г/л; $K_0 = 1{,}2$. Решение уравнения (5.5) и данные графика (рис. 22) позволяют сделать вывод о том, что на данной территории грунтовые и коллекторно-дренажные воды могут быть использованы для орошения при величине плотного остатка, не превышающей 2,5 г/л. Вода с минерализацией от 2,5 до 8 г/л может быть использована при ежегодных промывках на фоне достаточного дренажа.

А. М. Можейко и Г. Х. Воротник предлагают качество вод для целей орошения оценивать по отношению содержания $Na^+ + K^+$ к сумме содержаний всех катионов, мг/-экв/л; при $\frac{[Na^+] + [K^+]}{\sum [Kam]} = 0{,}75$ воды весьма опасны в отношении осо-

лонцевания почв; 0,66—0,75 — воды опасны в отношении осолонцевания; 0,65 и менее — не опасны.

М. Ф. Буданов выделил для юга Украины восемь ирригационных типов вод в зависимости от их минерализации, жесткости, соотношений концентраций натрия и кальция, а также натрия и суммы кальция с магнием. Все воды с минерализацией 1—3 г/л могут быть использованы для орошения, если частное от деления суммы концентраций всех катионов в мг-экв/л на сумму концентраций кальция и магния не будет превышать 4 для средне- и тяжелосуглинистых почв, 5 — для суглинистых и 6 — для супесчаных и песчаных почв. В отношении способности к осолонцеванию почв вода не пригодна к орошению, если $\frac{[Na^+]}{[Ca^{2+}]} > 1$ или $\frac{[Na^+]}{[Ca^{2+}] + [Mg^{2+}]} > 0{,}7$.

Зависимость засоления почв от минерализации поливной воды приведена на рис. 23.

В целом в пределах конкретных оросительных систем при оценке качества вод в целях использования их для орошения необходимо учитывать весь комплекс природно-мелиоративных, гидрогеолого-мелиоративных и мелиоративно-гидрохимических условий, а также особенности конструкции, эксплуатации и режима работы данной системы (наличие и мощность искусственного дренажа, режим поливов, промывок, севооборотов и т.д.).

Возможности определения предельно допустимых концентраций различных химических ингредиентов в поливных водах с помощью математической модели мелиоративно-гидрохимической обстановки приведены в гл. 10.

Пример 13. В бассейнах рек Волчья, Конка и левых притоков Самары наблюдаются следующие статистически оцененные средние концентрации ионов (мг/л — числитель, мг-экв/л — знаменатель):

HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	$\sum_И$
288 / 5	640 / 14	409 / 12	212 / 10	111 / 9	278 / 12	1938 / 62.

Оценить пригодность воды для орошения по различным ирригационным показателям.

1. По А. Н. Костякову:

$\Sigma_И = 1938$ мг/л (вода опасна для орошения).

2. По Стеблеру:

$[Na^+] - [Cl^-] = 12 - 12 = 0$ (вода первого типа).

$$K = \frac{288}{60} = 4{,}8 \text{ (вода неудовлетворительная).}$$

3. По И. Н. Антипову-Каратаеву и Г. М. Кадеру:

$$K = \frac{10 + 9}{12 \cdot 0{,}23 \cdot 1{,}938} = 3{,}6 \text{ (вода пригодна для орошения).}$$

4. $SAR = \frac{12}{\sqrt{\frac{10+9}{2}}} = 3{,}9$ (вода слабощелочная с малой опасностью осолонцевання).

5. По А. М. Можейко и Г. Х. Воротник:

$$\frac{12}{10+9+12} = 0{,}39 \text{ (вода не опасна для орошения).}$$

6. По М. Ф. Буданову:

$$\frac{12}{10+9} = 0{,}63 \text{ (вода пригодна для орошения).}$$

Оценка ирригационных вод позволяет сделать вывод, что вода не опасна с точки зрения осолонцевания почвогрунтов, однако опасна с точки зрения засоления.

Список литературы

Вернандер Н. Б., Годлин М. М., Самбур Г. Н. и др. Почвы УССР. Харьков: Сельхозгиз, 1951. 326 с.

Владимиров А. Г. Мелиоративная гидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 176 с.

Возбуцкая А. Е. Химия почвы. М.: Высшая школа, 1968. 400 с.

Горбунов Н. И. Почвенные коллоиды. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 147 с.

Гедройц К. К. Учение о поглотнтельной способности почв. Избр. соч. М.: Сельхозгиз, 1955. Т. 1. 559 с.

Еременко Г. В., Усманов А., Гейнц Р. А. О качественной оценке поливной воды (на примере Зап. Ферганы).— Гидротехника и мелиорация, № 7, 1968, с. 63—69.

Жернов І. Є., Солдак А. Г., Гриза О. О. Меліоративна гідрогеологія. К.: Вища школа, Головне вид-во, 1972. 330 с.

Зрошення і осушення земель (за ред. С. М. Алпатьєва). К.: Урожай, 1971. 320 с.

Использование сточных вод для орошения / Под ред. Б. Б. Шумакова и В. М. Новикова / М.: Колос, 1978. 167 с.

Кац Д. М. Влияние орошения на грунтовые воды. М.: Колос, 1976. 272 с.

Костяков А. Н. Основы мелиораций. М.: Сельхозгиз, 1951. 750 с.

Легостаев В. М. Об использовании вод повышенной минерализации на орошение. Ташкент: Узгосиздат, 1961. 100 с.

Крылов М. М. Основы мелиоративной гидрогеологии Узбекистана. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1959. 236 с.

Методы стационарного изучения почв. М.: Наука, 1977. 296 с.

Минашина Н. Г. Расчет допустимой минерализации вод для орошения почв.— Почвоведение, 1970, № 2, с. 111—119.

Рабочев И. С. Влияние минерализованных вод на солевой режим почв и урожаи сельскохозяйственных культур. Ашхабад: Ылым, 1973. 27 с.

Рахимбаев Ф. М., Ибрагимов Г. А. Использование дренажных и грунтовых вод для орошения. М.: Колос, 1978. 190 с.

Сидько А. А. Химизм и вредность солей в связи с капитальной промывкой почвы и орошением сельскохозяйственных культур.— Тр. ВНИИГиМ, 1974, вып. 2, с. 147—155.

Солдак А. Г. Гидрогеолого-мелиоративные условия степной зоны УССР. К.: Вища школа, 1979. 192 с.

Солопов Г. С. К вопросу о «критической» глубине залегания грунтовых вод.— Почвоведение, 1969, № 7, с. 97—101

Угланов И. Н. Оценка качества воды рек и водохранилищ юга СССР для целей орошения. — Тр. IV Всес. гидрол. съезда, 1976, т. 9, с. 251—260.

Ходжибаев Н. Н., Самойленко В. Г. Гидрогеолого-мелиоративные прогнозы. Ташкент: Фан, 1976. 360 с.

Шульгин А. М. Мелиоративная география. М.: Высшая школа, 1980. 288 с.

Якубов Х. И., Савельева Р. В. Некоторые критерии применимости вод повышенной минерализации для орошения.— Тр. Среднеазиатс. НИИирригации, 1976, вып. 148, с. 110—125.

Глава 6

ФОРМИРОВАНИЕ И РЕЖИМ МЕЛИОРАТИВНО-ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Оценка особенностей формирования и режима мелиоративно-гидрохимической обстановки, предложенная в пособии, выполнена с использованием данных математического моделирования, методика которого приведена в главе 10, в результате исследования ионно-солевого состава грунтовых вод поровых растворов зоны аэрации и твердой фазы солей в породах в пределах различных физико-географических зон и областей Украинской ССР. Исследованиям предшествовало районирование территории республики по условиям формирования мелиоративно-гидрохимической обстановки. При классификации ионно-солевых режимов были учтены основные работы посвященные исследованию водно-солевой обстановки в зоне активного водообмена на недостаточно увлажненных территориях СССР и, в частности, в пределах Средней Азии и степной части Украины.

§ 1. Понятие о мелиоративно-гидрохимической обстановке

Под *мелиоративно-гидрохимической обстановкой* следует понимать ионно-солевой режим почв, пород, поровых, ирригационно-грунтовых и грунтовых вод толщи активного водосолеобмена при орошении или осушении и комплекс природных и обусловленных мелиоративными мероприятиями факторов, его определяющих. Глубина *толщи активного водосолеобмена* при этом определяется первым водоупором

или условной границей, ниже которой не проявляется влияние на водносолевой режим мелиоративных мероприятий.

К основным природным группам факторов формирования водно-солевого режима относятся почвенно-климатические, геолого-гидрогеологические, геоморфологические; а к главным, ведущим факторам, принадлежащим к этим группам,— естественное увлажнение, засоленность пород, степень дренированности и глубина залегания грунтовых вод.

Факторами, обусловленными мелиоративными мероприятиями, являются: искусственное увлажнение путем орошения и обводнения территории, искусственный дренаж (осушение), агрохимические, агротехнические и химические мероприятия.

Важнейшим фактором, определяющим мелиоративно-гидрохимическую, мелиоративно-гидрогеологическую и природно-мелиоративную обстановку в целом, является *естественная увлажненность*, степень которой определяется путем оценки величины коэффициентов увлажнения, равной отношению суммы годовых осадков (за вычетом стока) к испарению.

В зоне избыточного увлажнения нисходящие потоки в породах преобладают под восходящими, в результате чего в толще активного водосолеобмена формируется промывной режим выщелачивания и рассоления.

В зоне недостаточного увлажнения в породах преобладают восходящие потоки — в случае испарения влаги капиллярной каймы грунтовых вод и потоки отсутствуют — при глубоком залегании грунтовых вод. В таких условиях в толще активного водосолеобмена формируется непромывной (выпотный) режим засоления, накопления солей.

В зоне неустойчивого увлажнения, в зависимости от степени увлажненности в различные периоды, в толще активного водосолеобмена формируется либо режим засоления, либо режим выщелачивания и рассоления.

Тенденции формирования ионно-солевого режима имеют как многолетний, так и сезонный характер, что связано с соответствующими тенденциями в режиме увлажненности. Засоленность пород играет существенную роль в формировании ионно-солевого режима в пределах зон с различной степенью увлажнения.

Различают породы *засоленные* и *незасоленные*, а также промежуточные, в соответствии с различной степенью засоления. Естественная (первичная) засоленность пород, возникшая в древние геологические эпохи, характеризуется континентальными и морскими условиями формирования. Породы, содержащие определенные повышенные количества легкорас-

творимых солей морского и древнеконтинентального происхождения, называются древнезасоленными.

Незасоленные породы могут быть первичнонезасоленными и рассоленными. Первично- или древненезасоленными являются породы, образовавшиеся в континентальных условиях при избыточном или достаточно увлажненном климате. Рассоленными являются древнезасоленные породы, которые рассолились в результате длительного воздействия на них атмосферных осадков в условиях избыточного или достаточно увлажненного климата.

Следующими важными факторами формирования ионно-солевого режима вод и пород являются *глубина залегания зеркала грунтовых вод* и *характер их взаимосвязи с пластовыми водами*. Именно в зависимости от глубины залегания зеркала грунтовых вод проявляется влияние таких важных прямых факторов формирования ионно-солевого состава вод и пород, как испарительное концентрирование и кристаллизация.

От характера взаимосвязи грунтовых и нижезалегающих пластовых вод, основные типы которой приведены на рис. 20, зависит в значительной степени скорость подъема уровня ирригационно-грунтовых вод, происходящего в результате фильтрационных потерь ирригационных вод.

В соответствии с глубиной залегания выделяются территории с глубоким и неглубоким залеганием грунтовых вод. Границей, относительно которой определяется глубина залегания, является уровень испарения и транспирации капиллярной каймы грунтовых вод (*УИКК*), под которым понимается глубина залегания уровня капиллярной каймы (*УКК*), при которой начинается физическое испарение порового раствора или его транспирация. Глубоко залегающими считаются грунтовые воды, у которых $УКК > УИКК$, а неглубоко залегающими считаются воды при $УКК \leqslant УИКК$. Практически уровень глубоко залегающих грунтовых вод превышает 5—6 м, колеблясь в зависимости от условий залегания от 5 до 30 м. Глубина уровня внутригрунтового испарения капиллярной каймы зависит от физико-механических свойств и естественной влажности пород зоны аэрации, изменяясь от нескольких сантиметров в глинистых породах до 2—2,5 м — в галечниковых. Глубина *УИКК* в результате транспирации равна мощности зоны транспирации.

В соответствии с характером и степенью влияния этих факторов определяется также и *степень дренированности территории*, от которой в наибольшей мере зависят направление и скорость водно-солевых потоков. По данному признаку различают дренированные, слабодренированные и недренированные территории. Дренированные обычно связаны с глубоким

33. Районирование территорий по условиям формирования мелиоративно-гидрохимической обстановки

Индекс	Наименование таксономической единицы	Основные группы факторов формирования мелиоративно-гидрохимической обстановки	Ведущие показатели формирования мелиоративно-гидрохимической обстановки	Дополнительные показатели
А	Зона	Климатические условии	Естественная увлажненность	Тип ионно-солевого режима толщи активного водосолеобмена
I	Провинция	Геолого-литологические условия	Засоленность пород	Характер засоленности (морская, континентальная)
1	Область	Гидрогеологические условия	Условия залегания грунтовых вод (глубина залегания)	Тип взаимосвязи грунтовых вод
а	Район	Орогеоморфологические условия	Условия дренированности	Особенности микрорельефа
а'	Участок	Характер водно-солевой обстановки	*УКК*, *УИКК*, *УГВ*, *КУ*, $C_{пов}$, $C_п$, $C_о$, $C_{гр}$, $C_а$, $C_н$.	Вид ионно-солевого режима толщи активного водосолеобмена

залеганием, а слабо- и недренированные — с неглубоким залеганием уровня грунтовых вод. В то же время в природных условиях встречается и обратное соотношение этих факторов. Глубоко залегающие слабодренированные или недренированные грунтовые воды формируются на водоупорных толщах в хорошо проницаемых породах в условиях ограниченного инфильтрационного и подземного питания. Неглубоко залегающие дренированные воды приурочены к хорошо проницаемым породам со вторым типом взаимосвязи грунтовых и пластовых вод в условиях обильного инфильтрационного питания и равнинного слаборасчлененного рельефа.

Конкретные мелиоративно-гидрохимические условия отдельных участков, помимо перечисленных факторов и их групп, зависят от соотношения элементов, определяющих характер *водно-солевой обстановки*. К основным элементам этой обстановки относятся: глубины *УКК*, *УИКК*, *УГВ*, глубина критического уровня грунтовых вод (*КУ*), минерализация и ионно-солевой состав поровых ($C_п$), грунтовых (C_0) и ирригационно-грунтовых ($C_{гр}$) вод, засоленность и солевой состав пород зоны аэрации ($C_а$) и водовмещающих пород ($C_н$), мине-

ализация и ионно-солевой состав вод, поступающих в зону аэрации, и грунтовые воды с поверхности земли — осадки, поверхностные воды, воды местного стока ($C_{пов}$). По простейшим соотношениям между собой соответствующие пары элементов водносолевой обстановки можно выделить в следующие группы: *УКК* $\gtrless$ *УИКК*, *УГВ* $\gtrless$ *КУ*, $C_п \lesseqgtr C_{гр}$ или C_0, $C_а \lesseqgtr C_н$, $C_{пов} \lesseqgtr C_{гр}$ или C_0. Комбинируя пары с разными соотношениями элементов, можно получить несколько десятков вариантов водносолевой обстановки в толще активного водосолеобмена. В природных условиях в принципе могут иметь место все варианты обстановки, но вероятность их встречаемости различна — от маловероятных до типовых, наиболее встречаемых. Характер водно-солевой обстановки в значительной степени определяет вид ионно-солевого режима поровых вод и пород зоны аэрации, грунтовых вод и толщи активного водосолеобмена в целом. В табл. 33 приведена схема районирования территорий по условиям формирования мелиоративно-гидрохимической обстановки.

§ 2. Особенности формирования естественного ионно-солевого режима толщи активного водосолеобмена

Следует различать *многолетний и сезонный ионно-солевые режимы* пород, поровых и грунтовых вод. Многолетний режим определяется изменением запасов и состава солей по профилю толщи активного водосолеобмена в течение длительного периода времени. Сезонный режим оценивается динамикой изменения запасов и состава солей во времени и пространстве в течение года; этот режим формируется в основном в результате сезонных изменений увлажненности территории на фоне основных тенденций многолетнего ионно-солевого режима.

Тип многолетнего ионно-солевого режима определяется прежде всего характером его направленности и соотношением процессов растворения, кристаллизации, испарительного концентрирования и разбавления в системе вода — порода. По этим признакам выделяется *устойчивый и подвижный типы ионно-солевого режима.* Устойчивому типу свойственна постоянность направленности режимообразующих процессов, хотя количественные соотношения между степенью их влияния на формирование данного ионно-солевого режима во времени могут изменяться. При подвижном типе ионно-солевого режима во времени изменяются не только количественные соотношения между режимоформирующими процессами, но и направленность любого из этих процессов и результирующего

34. Схема классификации естественных ионно-солевых режимов толщи активного водосолеобмена

Зона	Провинция	Область	Район	Многолетний ионно-солевой режим		Сезонный ионно-солевой режим		Пример территории с данным режимом в пределах Украины
				Тип	Вид	В период максимального увлажнения	В период минимального увлажнения	
А	Первичнозасоленная	Глубокого залегания грунтовых вод	Дренированный	Устойчивый	Рассоления	Интенсивное рассоление	Рассоление	Водораздел рр. Волчья—Казенный Торец в пределах Донбасса
Б					Интенсивного рассоления			Южная половина водораздела рр. Сула—Псел
А			Слабодренированный		Медленного рассоления	Рассоление	Слабое рассоление	Северная половина водораздела рр. Днепр—Молочная в пределах Причерноморской впадины
Б		Неглубокого залегания грунтовых вод	Дренированный	Подвижный	Неустойчивого рассоления		Слабое засоление	Водораздел рр. Удай—Днепр
В				Устойчивый	Рассоления	Интенсивное рассоление	Рассоление	Левобережье р. Десны в пределах Полесья
А			Слабодренированный		Интенсивного засоления	Засоление	Интенсивное засоление	Южная половина водораздела рр. Днепр—Молочная

Б				Подвижный	Неустойчивого засоления	Слабое засоление	Засоление	Южная часть водораздела Псел—Ворскла
В				Устойчивый	Равновесный	Слабое рассоление	Слабое засоление	Террасы рр. Сейм, Клевень
А	Первиновезасоленная или рассоленная	Глубокого залегания грунтовых вод	Дренированный					Северная половина водораздела рр. Малый Куяльник—Тилигул—Южный Буг в пределах Причерноморской впадины
Б								Водораздел верховьев рр. Южный Буг—Тетерев—Ирпень—Рось
А			Слабодренированный		Динамического равновесия			Водораздел рр. Кодыма—Южный Буг—Синюха—верховье Ингула
Б		Неглубокого залегания грунтовых вод	Дренированный	Подвижный				Водораздел верховьев рр. Южный Буг—Тетерев—Случь
В				Устойчивый	Равновесный	Равновесие		Водораздел рр. Сейм—Десна—Убедь

Продолжение табл. 34

Зона	Провинция	Область	Район	Многолетний ионно-солевой режим		Сезонный ионно-солевой режим		Пример территории с данным режимом в пределах Украины
				Тип	Вид	В период максимального увлажнения	В период минимального увлажнения	
А	Первичнонезасоленная или рассоленная	Неглубокого залегания грунтовых вод	Слабодренированный	Устойчивый	Засоления	Слабое засоление	Засоление	Северная половина водораздела рр. Южный Буг—Ингул—Ингулец—Днепр в пределах Причерноморской впадины
Б				Подвижный	Неустойчивого равновесия	Равновесие	Слабое засоление	Водораздел верховьев рр. Западный Буг—Стырь
В				Устойчивый	Равновесный	Равновесие		Водораздел рр. Уборть—Горынь

процесса в целом. *Видом* ионно-солевого режима качественно и количественно оценивается результат воздействия всех режимообразующих факторов и процессов. Можно выделить следующие основные виды ионно-солевого режима вод и пород: интенсивное рассоление, рассоление, медленное рассоление, неустойчивое рассоление, интенсивное засоление, засоление, неустойчивое засоление, ионно-солевое равновесие, динамическое ионно-солевое равновесие, неустойчивое ионно-солевое равновесие.

Схема классификации естественных ионно-солевых режимов толщи активного водосолеобмена приведена в табл. 34.

§ 3. Особенности формирования ионно-солевого режима поровых вод при орошении

При недостаточном увлажнении территории дефицит влаги в почве покрывается за счет искусственного увеличения степени увлажненности с помощью орошения или обводнения. Водные мелиорации ведут к изменению естественного водно-солевого режима, причем направленность этих изменений зависит от гидрогеолого-мелиоративной и мелиоративно-гидрохимической обстановок территории. В случае неблагоприятной природно-мелиоративной обстановки водные мелиорации могут сопровождаться такими явлениями, как засоление активного слоя почвы, подтопление и заболачивание местности. С целью предупреждения этих неблагоприятных явлений, а также для создания оптимальной для развития культурных растений водно-солевой обстановки производят искусственное регулирование водно-солевого режима путем уменьшения фильтрационных потерь при орошении, а в случае необходимости — и искусственного дренажа.

Формирование ионно-солевого режима поровых вод в условиях орошения прежде всего обусловлено особенностями естественного ионно-солевого режима толщи активного водосолеобмена, зависящего от природно-мелиоративной обстановки в целом и, в частности, от элементов мелиоративно-гидрохимической обстановки, а также особенностями оросительных мероприятий и наличием искусственного дренажа. Для поровых вод свойственен сезонный и многолетний ионно-солевые режимы. Многолетний ионно-солевой режим поровых вод зависит от направленности основных режимообразующих процессов и их стабильности; в соответствии с этим выделяется два типа режима — устойчивый и неустойчивый. В зависимости от изменения минерализации и ионного состава поровых

35. Классификация ионно-солевого режима поровых вод зоны аэрации в условиях орошения

Зона	Провинция	Область	Район	Естественный ионно-солевой режим толщи активного водосолеобмена		Ионно-солевой режим поровых вод зоны аэрации в условиях орошения				Пример орошаемого массива с данным ионно-солевым режимом (название оросительной системы)
						без применения искусственного дренажа		с применением искусственного дренажа		
				Тип	Вид	Тип	Вид	Тип	Вид	
А	Первичнозасоленная	Глубокого залегания грунтовых вод	Дренированный	Устойчивый	Рассоления	Устойчивый	Опреснения	В искусственном дренаже нет необходимости		Генераловская (Волгоградская обл.)
Б					Интенсивного рассоления		Интенсивного опреснения			
А			Слабодренированный		Медленного рассоления	Неустойчивый	Концентрирования или разбавления	Устойчивый	Опреснения	
Б		Неглубокого залегания грунтовых вод	Дренированный	Подвижный	Неустойчивого рассоления	Устойчивый	Опреснения	В искусственном дренаже нет необходимости		
В				Устойчивый	Рассоления	В орошении нет необходимости				

А	Первичнозасоленная		Слабодренированный	Устойчивый	Интенсивного засоления	Устойчивый	Интенсивного концентрирования	Неустойчивый	Медленного опреснения	Азовская, Карангойская (Сев. Кавказ)
Б				Подвижный	Неустойчивого засоления	Неустойчивый	Концентрирования	Устойчивый	Опреснения	
В				Устойчивый	Равновесный	В орошении нет необходимости				
А	Первичнонезасоленная или рассоленная	Глубокого залегания грунтовых вод	Дренированный			Устойчивый	Интенсивного опреснения	В искусственном дренаже нет необходимости		
Б							Глубокого опреснения			
А			Слабодренированный		Динамического равновесия	Неустойчивый	Медленной минерализации или опреснения	Устойчивый	Интенсивного опреснения	Ингулецкая (УССР)

Продолжение табл. 35

Зона	Провинция	Область	Район	Естественный ионно-солевой режим толщи активного водосолеобмена		Ионно-солевой режим поровых вод зоны аэрации в условиях орошения				Пример орошаемого массива с данным ионно-солевым режимом (название оросительной системы)
						без применения искусственного дренажа		с применением искусственного дренажа		
				Тип	Вид	Тип	Вид	Тип	Вид	
Б	Первичнонезасоленная или рассоленная	Неглубокого залегания грунтовых вод	Дренированный	Подвижный		Устойчивый	Равновесный	В искусственном дренаже необходимости нет		
В			Слабодренированный	Устойчивый	Равновесный	В орошении нет необходимости				
А					Засоления	Устойчивый	Интенсивной минерализации	Неустойчивый	Опреснения	Краснознаменская (УССР)
Б				Подвижный	Неустойчивого равновесия	Неустойчивый	Равновесный	Устойчивый	Интенсивного опреснения	
В				Устойчивый	Равновесный	В орошении нет необходимости				

вод в пределах этих двух типов режима выделяются следующие виды ионно-солевого режима. Для зоны недостаточного увлажнения: 1) опреснения; интенсивного концентрирования, переходящий при искусственном дренаже в режим медленного опреснения; 3) интенсивного опреснения; 4) медленной минерализации или опреснения, переходящий при искусственном дренаже в режим интенсивного опреснения; 5) интенсивной минерализации, переходящий в режим опреснения. В пределах зоны неустойчивого увлажнения выделяются следующие виды ионно-солевого режима поровых вод при орошении: 1) интенсивного опреснения; 2) опреснения; 3) концентрирования, переходящий при искусственном дренаже в режим опреснения; 4) глубокого опреснения; 5) устойчивого равновесия; 6) неустойчивого равновесия, переходящий при дренаже в режим глубокого опреснения.

Схема классификации ионно-солевых режимов поровых вод приведена в табл. 35.

§ 4. Особенности формирования ионно-солевого режима ирригационно-грунтовых вод

В зависимости от направленности режимообразующих процессов выделяются устойчивый и неустойчивый типы многолетнего ионно-солевого режима ирригационно-грунтовых вод. В соответствии с направленностью изменений минерализации и ионного состава при орошении можно выделить такие виды ионио-солевого режима ирригационно-грунтовых вод: интенсивное опреснение, опреснение, медленное опреснение, интенсивная минерализация, минерализация, медленная минерализация.

При исследовании ионно-солевого режима ирригационно-грунтовых вод следует учитывать особенности его формирования в условиях отсутствия искусственного дренажа, его наличия в начале эксплуатации оросительного массива или его ввода в действие при эксплуатации системы. При этом необходимо оценить тип и вид многолетнего режима, стадии его формирования, направленность изменения ионного состава и конечную водно-солевую обстановку. Водно-солевая обстановка определяется теми же элементами, что и при естественном ионно-солевом режиме, с той разницей, что положение уровня ирригационно-грунтовых вод фиксируется относительно глубины критического уровня. Сезонный ионно-солевой режим отражает перераспределение солей между породами зоны аэрации и ирригационно-грунтовыми водами, имеет свои особенности на каждой стадии формирования много-

летнего ионно-солевого режима и зависит от фильтрационных потерь ирригационных вод, объемов поливных и промывочных норм, периодичности и частоты применения увлажнительных мероприятий.

Оценка особенностей формирования ионно-солевого режима ирригационно-грунтовых вод дается для зон недостаточного и неустойчивого увлажнения в пределах территорий с определенными видами естественного ионно-солевого режима. Схема классификации ионно-солевых режимов ирригационно-грунтовых вод приведена в табл. 36.

Формирование ионно-солевого режима ирригационно-грунтовых вод в условиях недостаточного увлажнения. В зависимости от естественного ионно-солевого режима толщи активного водосолеобмена, определяемого особенностями мелиоративно-гидрохимической обстановки, в зоне недостаточного увлажнения можно выделить устойчивый и неустойчивый типы ионно-солевого режима ирригационно-грунтовых вод и шесть их видов: 1) интенсивного опреснения; 2) опреснения; 3) медленного опреснения; 4) интенсивной минерализации; 5) минерализации; 6) медленной минерализации.

Устойчивый ионно-солевой режим медленного опреснения грунтовых вод. Формируется на фоне естественного режима рассоления в первичнозасоленных породах при глубоком залегании хорошо дренирующихся грунтовых вод. Данный вид ионно-солевого режима является наиболее благоприятным, исключает такие явления, как вторичное засоление и заболачивание; ирригационно-грунтовые воды не требуют искусственного дренажа при любом режиме увлажнительных мероприятий; глубина зеркала воды в результате фильтрационных потерь практически не изменяется. Для рассматриваемого вида многолетнего ионно-солевого режима характерны следующие стадии формирования:

I — увеличение минерализации ирригационно-грунтовых вод за счет рассоления пород зоны аэрации и вытеснения высокоминерализованных поровых вод инфильтрующимися поливными, промывными и атмосферными водами. В результате породы зоны аэрации освобождаются от легкорастворимых солей, минерализация верхних слоев грунтовых вод возрастает в несколько раз, а ионный состав изменяется в следующем направлении: $SO_4^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$, Cl^-; Ca^{2+}, $Na^+ \rightarrow Na^+$, Ca^{2+}. Конечная для этой стадии водно-солевая обстановка: $УГВ > КУ$, $C_п \gtrless C_1$, $C_а > C_н$, $C_1 > C_о$, $C_{ор} < C_1$;

II — опреснение грунтовых вод за счет поступления инфильтрационных слабоминерализованных вод в условиях отсутствия запасов легкорастворимых солей в породах зоны аэрации. При хорошем дренаже опреснение происходит за

36. Классификация ионно-солевых режимов ирригационно-грунтовых вод

Зона	Провинция	Область	Район	Естественный ионно-солевой режим толщи активного водосолеобмена: тип	Естественный ионно-солевой режим толщи активного водосолеобмена: вид	Ионно-солевой режим ирригационно-грунтовых вод в условиях орошения, без применения искусственного дренажа: тип	Ионно-солевой режим ирригационно-грунтовых вод в условиях орошения, без применения искусственного дренажа: вид	Ионно-солевой режим ирригационно-грунтовых вод в условиях орошения, с применением искусственного дренажа: тип	Ионно-солевой режим ирригационно-грунтовых вод в условиях орошения, с применением искусственного дренажа: вид	Пример территории с оросительной системой, имеющей данный ионно-солевой режим
А	Первичнозасоленная	Глубокого залегания грунтовых вод	Дренированный	Устойчивый	Рассоления	Устойчивый	Медленного опреснения	В искусственном дренаже нет необходимости		Генераловская
Б					Интенсивного рассоления		Опреснения			
А			Слабодренированный		Медленного рассоления	Неустойчивый	Медленного опреснения или минерализации	Устойчивый	Опреснения	
Б		Неглубокого залегания грунтовых вод	Дренированный	Подвижный	Неустойчивого рассоления	Устойчивый	Медленного опреснения	В искусственном дренаже нет необходимости		
В				Устойчивый	Рассоления	В орошении нет необходимости				
А			Слабодренированный		Интенсивного засоления	Устойчивый	Интенсивной минерализации	Неустойчивый	Медленного опреснения	Азовская и Карангойская
Б				Подвижный	Неустойчивого засоления	Неустойчивый	Минерализации	Устойчивый		—
В						В орошении нет необходимости				

А	Первичнонезасоленная или рассоленная	Глубокого залегания грунтовых вод	Дренированный	Устойчивый	Равновесный	Устойчивый	Опреснения	В искусственном дренаже нет необходимости		—
Б							Интенсивного опреснения			
А			Слабодренированный		Динамического равновесия	Неустойчивый	Очень медленной минерализации или опреснения	Устойчивый	Опреснения	Ингулецкая
Б		Неглубокого залегания грунтовых вод	Дренированный	Подвижный		Устойчивый	Опреснения	В искусственном дренаже нет необходимости		—
В				Устойчивый	Равновесный	В орошении нет необходимости				
А			Слабодренированный		Засоления	Устойчивый	Минерализации	Неустойчивый	Опреснения	Краснознаменская
Б				Подвижный	Неустойчивого равновесия	Неустойчивый	Медленного опреснения	Устойчивый		—
В				Устойчивый	Равновесный	В орошении нет необходимости				

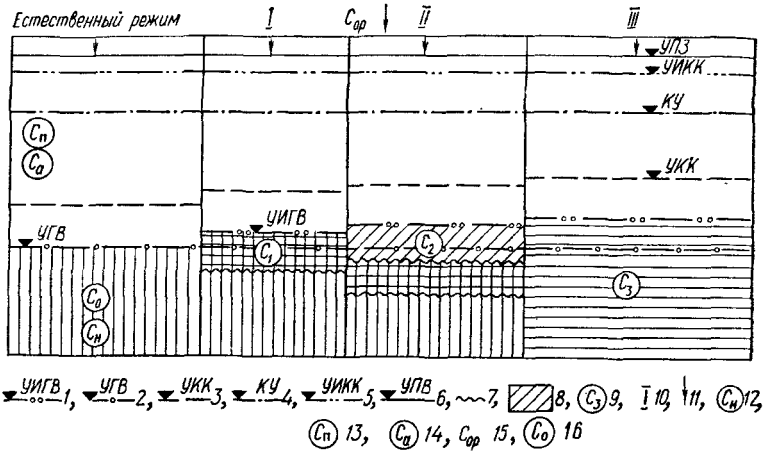


Рис. 24. Схема формирования устойчивого ионно-солевого режима медленного опреснения грунтовых вод:

1 — уровень ирригационно-грунтовых вод; *2* — уровень собственно-грунтовых вод; *3* — уровень капиллярной каймы; *4* — критический уровень ирригационно-грунтовых вод; *5* — уровень испарения и транспирации капиллярной каймы; *6* — уровень поверхности земли; *7* — граница между слоями вод с различной минерализацией; *8* — слои вод с разной минерализацией; *9* — минерализация ирригационно-грунтовых вод; *10* — номер стадии формирования ионно-солевого режима; *11* — направление движения влаги; *12* — засоленность пород, вмещающих грунтовые воды; *13* — минерализация поровых вод; *14* — засоленность пород зоны аэрации; *15* — минерализация оросительных вод; *16* — минерализация собственно-грунтовых вод.

счет замещения пресными ирригационными водами высокоминерализованных в результате инфильтрации, а также выравнивания концентраций по всей массе грунтовых вод вследствие действия фильтрационной диффузии. Изменение ионного состава происходит по схеме: SO_4^{2-}, $Cl^- \rightarrow HCO_3^-$; Na^+, $Mg^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$. Конечная для данной стадии водно-солевая обстановка: $УГВ > КУ$, $C_п > C_2$, $C_а > C_н$, $C_2 < C_1$, $C_{ор} < C_2$;

III — стабилизация минерализации и ионно-солевого состава. Возникает при наступлении равновесия приходных и расходных частей водного и солевого балансов в годовом и многолетнем планах. Минерализация и ионно-солевой состав ирригационно-грунтовых вод в значительной степени определяется ирригационными водами. Конечная водно-солевая обстановка в условиях стабилизации режима следующая: $УГВ > КУ$, $C_п \geqslant C_3$, $C_а \geqslant C_н$, $C_{ор} < C_3$. Схема формирования стадий ионно-солевого режима приведена на рис. 24.

Пример 14. Стадии формирования устойчивого ионно-солевого режима медленного опреснения грунтовых вод хорошо прослеживаваются на территории Генераловской оросительной системы, расположенной в юго-западной части Волгоградской области. Здесь в пределах II и III надпойменных террас Дона и его левобережного при-

тока р. Есаульский Аксай хорошо дренирующиеся грунтовые воды залегают на глубине 5—20 и более метров; породы зоны аэрации первичнозасолены, почвы солонцовые, грунтовые воды гидрокарбонатные сульфатные, хлоридные, натриевые с минерализацией 1—5 кг/м³. В первые годы орошения (с 1959 г.) наблюдалось резкое увеличение минерализации грунтовых вод (от 30 % до 7 раз) за счет растворения солей, выщелачивания пород зоны аэрации, и катионного обмена с солончаковыми почвами; увеличение минерализации произошло за счет возрастания в воде концентраций ионов натрия, сульфатов и хлора (I стадия). Начиная с 1963 г., наблюдается опреснение грунтовых вод за счет поступления пресных инфильтрационных вод с минерализацией 0,20—0,33 кг/м³ (II стадия); в дальнейшем больших скачков в изменении минерализации не наблюдалось, то есть наступила стабилизация ионно-солевого режима (III стадия). В результате сформировались пресные (до 1 кг/м³) ирригационно-грунтовые воды гидрокарбонатного натриево-кальциевого состава, близкие по химическому составу к оросительным. Почвы и породы зоны аэрации полностью освободились от легкорастворимых и частично среднерастворимых солей

Неустойчивый ионно-солевой режим медленного опреснения грунтовых вод или медленной минерализации, переходящий в условиях искусственного дренажа в режим устойчивого опреснения. Формируется на фоне естественного режима медленного рассоления толщи активного водосолеобмена в первичнозасоленных породах при слабом дренировании глубокозалегающих грунтовых вод. При больших объемах фильтрационных потерь со временем уровень грунтовых вод может подняться выше критического, возникнет потребность в искусственном дренаже. В условиях применения искусственного дренажа неустойчивый тип режима переходит в устойчивый. Многолетний ионно-солевой режим ирригационно-грунтовых вод при вводе в действие искусственного дренажа после подъема уровня вод выше критического в данных мелиоративно-гидрохимических условиях включает в себя следующие стадии:

I — рост минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет вытеснения высокоминерализованных поровых растворов из пород зоны аэрации инфильтрационными водами, а также за счет растворения и выноса легкорастворимых солей твердой фазы. Основным режимообразующим процессом на этой стадии является растворение; ионный состав вод изменяется по схеме: SO_4^{2-}, $Cl^- \rightarrow Cl^-$, SO_4^{2-}; Na^+, $Mg^{2+} \rightarrow Na^+$;

II — снижение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет разбавления оросительными водами в условиях, когда наиболее растворимые соли вынесены из пород зоны аэрации. Основные режимообразующие процессы: растворение, конвективное перемещение ионов, фильтрационная диффузия (Cl^-, $SO_4^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$, Cl^-; $Na^+ \rightarrow Na^+$, Mg^{2+});

III — относительная стабилизация минерализации верхних слоев грунтовых вод в условиях небольшой мощности

зоны подъема зеркала воды. Основным режимообразующим процессом является конвективное перемещение ионов фильтрационным потоком (SO_4^{2-}, $Cl^- \rightarrow SO_4^{2-}$, HCO_3^-; Na^+, $Mg^{2+} \rightarrow Na^+$, Ca^{2+});

IV — повышение минерализации грунтовых вод за счет растворения солей, выщелачивания твердой фазы пород и катионнообменных реакций в водонасыщенной зоне подъема уровня ирригационно-грунтовых вод. Эта стадия возникает в условиях быстрого подъема уровня и формируется в основном за счет растворения среднерастворимых солей и оставшихся в породах легкорастворимых (SO_4^{2-}, $HCO_3^- \rightarrow SO_4^{2-}$ Na^+, $Ca^{2+} \rightarrow Na^+$);

V — уменьшение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет разбавления оросительными водами в условиях, когда из пород зоны аэрации и зоны подъема уровня вытеснены все легко- и среднерастворимые соли. Ионный состав изменяется следующим образом: SO_4^{2-}, $HCO_3^- \rightarrow HCO_3^-$ SO_4^{2-}; $Na^+ \rightarrow Ca^{2+}$, Na^+. Основным режимообразующим процессом является конвективный перенос ионов фильтрационным потоком;

VI — увеличение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет растворения и выноса инфильтрационными водами солей, накапливающихся в породах зоны аэрации за счет испарения влаги капиллярной каймы. Стадия может наступить в том случае, когда глубина залегания капиллярной каймы грунтовых вод меньше глубины, на которой начинается испарение и транспирация поровых вод (*УИКК*). Если при этих условиях глубина уровня грунтовых вод будет меньше глубины критического уровня (*УГВ* < *КУ*), соли могут в результате испарительного концентрирования поровых растворов накапливаться в толще активного слоя почвы, т.е. возникнет угроза вторичного засоления почвы. При увеличении минерализации ирригационно-грунтовых вод на данной стадии формирования ионно-солевого режима ионный состав их будет изменяться по следующей схеме: HCO_3^-, $SO_4^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$, $HCO_3^- \rightarrow SO_4^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$, Cl^-; Ca^{2+}, $Na^+ \rightarrow Na^+$, $Ca^{2+} \rightarrow Na^+$, $Mg^{2+} \rightarrow Na^+$. Основными режимообразующими процессами являются: кристаллизация, растворение солей в породах зоны аэрации конвективное перемещение ионов инфильтрационными водами на уровень грунтовых вод. В том случае, если уровень грунтовых вод поднимается выше уровня испарения капиллярной каймы (*УГВ* < *УИКК*), в процессе повышения минерализации грунтовых вод будет участвовать также внутригрунтовое испарение и транспирация;

VII — уменьшение минерализации верхних слоев грунто-

вых вод за счет разбавления их фильтрационными в условиях искусственного дренажа. Искусственный дренаж при наступлении шестой стадии применяется в том случае, если возникает угроза вторичного засоления активного слоя почвы, то есть когда *УГВ* < *КУ*. В результате дренажа уровень грунтовых вод снижается до глубины меньше критической, улучшаются условия водообмена, породы зоны аэрации интенсивно рассоляются, а соли, поступающие в грунтовые воды, выносятся за пределы оросительного массива с дренажными водами в места их разгрузки. Запасы солей в зоне активного водосолеобмена уменьшаются, пресные инфильтрационные воды, поступая на уровень грунтовых вод, постоянно замещают более минерализованные массы воды при конвективном перемещении, перемешивании и выравнивании концентраций путем фильтрационной диффузии. Изменение ионного состава вод при этом идет по схеме: SO_4^{2-}, $Cl^- \rightarrow SO_4^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$, HCO_3^-; $Na^+ \rightarrow Na^+$, $Mg^{2+} \rightarrow Na^+$, $Ca^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$, Na^+.

VIII — стабилизация ионно-солевого режима. Наступает при равенстве приходных и расходных элементов солевого баланса в толще активного водосолеобмена. Минерализация и состав грунтовых вод становятся однородными по всему объему. Ионный состав ирригационно-грунтовых вод в поливной период приближается к составу оросительных вод: SO_4^{2-}, $HCO_3^- \rightarrow HCO_3^-$, $SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^-$; Ca^{2+}, $Na^+ \rightarrow Ca^{2+}$.

Схема формирования многолетнего ионно-солевого режима неустойчивого опреснения в условиях естественного дренажа и устойчивого опреснения в условиях искусственного дренажа приведена на рис. 25. Граница между слоями вод с различной минерализацией (C_x, C_y) на рисунке носит условный характер; в природных условиях между этими слоями формируется переходная зона, в пределах которой концентрация воды (C) изменяется от C_x до C_y. Со временем ширина переходной зоны увеличивается за счет процессов фильтрационной диффузии. В соответствии со схемой, в конце каждой стадии формируется следующая характерная наиболее вероятная водно-солевая обстановка.

Естественный ионно-солевой режим — *УКК* > *УИКК*, *УГВ* > *КУ*, $C_п > C_0$, $C_а > C_н$, $C_{ос} < C_0$; первая стадия ионно-солевого режима при орошении — *УКК* > *УИКК*, *УГВ* > *КУ*, $C_п \geqslant C_0$, $C_а > C_н$, $C_1 > C_0$, $C_{ор} < C_0$, C_1; вторая стадия — *УКК* > *УИКК*, *УГВ* > *КУ*, $C_п > C_2$, $C_а > C_н$, $C_2 < C_1$, $C_{ор} < C_0$, C_1, C_2; третья стадия — *УКК* > *УИКК*, *УГВ* > *КУ*, $C_п > C_3$, $C_а > C_н$, $C_3 < C_2$, $C_{ор} < C_0$, C_1, C_2, C_3; четвертая стадия — *УКК* > *УИКК*, *УГВ* > *КУ*, $C_п \geqslant C_4$, $C_а > C_н$, $C_4 > C_3$, $C_{ор} < C_{1-4}$; пятая стадия — *УКК* > *УИКК*,

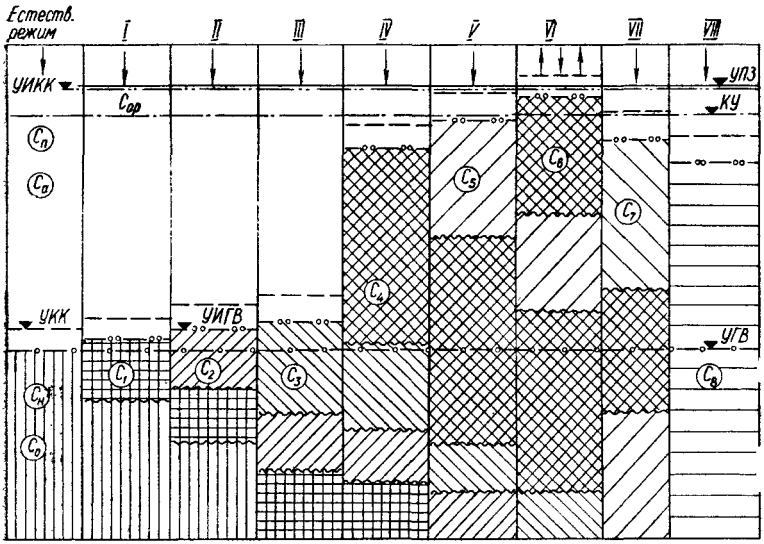


Рис. 25. Схема формирования неустойчивого ионно-солевого режима медленного опреснения грунтовых вод или медленной минерализации, переходящего в условиях искусственного дренажа в режим устойчивого опреснения.

$УГВ > КУ$, $C_п > C_5$, $C_а > C_н$, $C_5 < C_4$, $C_{ор} < C_{2-5}$; шестая стадия — $УКК < УИКК$, $УГВ < КУ$, $C_н > C_6$, $C_а > C_н$, $C_6 > C_5$, $C_{ор} < C_{3-6}$; седьмая стадия — $УКК > УИКК$, $УГВ > КУ$, $C_п > C_7$, $C_а > C_н$, $C_7 < C_6$, $C_{ор} < C_{5-7}$; восьмая стадия — $УКК > УИКК$, $УГВ > КУ$, $C_п \geqslant C_8$, $C_а \geqslant C_н$, $C_{ор} < C_8$.

В случае применения искусственного дренажа одновременно с вводом в эксплуатацию оросительной системы формируется устойчивый режим опреснения грунтовых вод; подъем уровня ирригационно-грунтовых вод ограничен определенной необходимой глубиной, а рассоление оросительного массива и стабилизация ионно-солевого режима произойдет в более короткие сроки. При этом процесс формирования многолетнего ионно-солевого режима упростится, отличаясь всего лишь тремя четко выраженными стадиями:

I — рост минерализации грунтовых вод за счет вытеснения солевых поровых растворов и растворение солей в породах зоны аэрации инфильтрационными водами (SO_4^{2-}, $Cl^- \rightarrow Cl^-$, SO_4^{2-}; Na^+, $Mg^{2+} \rightarrow Na^+$);

II — опреснение грунтовых вод за счет разбавления слабоминерализованными водами фильтрационных потерь в условиях слаборастворимых солей в породах. Запасы легкорас-

творимых солей, перейдя из пород в воды в течение первой стадии, в условиях хорошего дренажа выносятся с дренажными водами в места разгрузки за пределы орошаемого массива. В результате массы соленых грунтовых вод замещаются пресными инфильтрационными (Cl^-, $SO_4^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$, HCO_3^-; $Na^+ \rightarrow Na^+$, Ca^{2+});

III — стабилизация ионно-солевого режима. Наступает после полного выноса избытка как легко-, так и среднерастворимых солей за пределы орошаемого массива, при равенстве приходных и расходных элементов солевого баланса в зоне аэрации и грунтовых водах (SO_4^{2-}, $HCO_3^- \rightarrow HCO_3^-$; Na^+, $Ca^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$, Na^+).

Устойчивый ионно-солевой режим интенсивной минерализации грунтовых вод, переходящий в условиях искусственного дренажа в неустойчивый режим медленного опреснения. Формируется на засоленных территориях при неглубоком залегании слабодренирующихся или недренирующихся грунтовых вод на фоне естественного режима интенсивного засоления. В случае применения искусственного дренажа данный тип режима может перейти в режим неустойчивого медленного опреснения. Если искусственный дренаж не эффективен, что в данных условиях является более вероятным, тип и вид ионно-солевого режима остаются постоянными. В условиях отсутствия искусственного дренажа многолетний ионно-солевой режим включает в себя следующие стадии:

I — увеличение минерализации грунтовых вод за счет растворения инфильтрационными водами легкорастворимых солей в зоне аэрации и вытеснения соленых поровых растворов (Cl^-, $SO_4^{2-} \rightarrow Cl^-$; Na^+, $Mg^{2+} \rightarrow Na^+$);

II — уменьшение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет разбавления инфильтрационными в условиях уменьшения запасов легкорастворимых солей в породах зоны аэрации ($Cl^- \rightarrow SO_4^{2-}$, Cl^-; $Na^+ \rightarrow Na^+$, Ca^{2+});

III — резкое увеличение засоления пород зоны аэрации и минерализации грунтовых вод, происходящее за счет испарительного концентрирования, кристаллизации поровых растворов и внутригрунтового испарения грунтовых вод (SO_4^{2-}, $Cl^- \rightarrow Cl^-$; Na^+, $Ca^{2+} \rightarrow Na^+$).

Третья стадия формируется в условиях быстрого подъема грунтовых вод, глубина уровня которых может стать меньше глубины испарения капиллярной каймы (*УГВ* < *УИКК*). При дальнейших фильтрационных потерях происходит подтопление и заболачивание орошаемого массива и смежных с ним территорий. Засоление происходит по всему профилю толщи зоны аэрации, включая поверхностные слои почвы, развива-

ются солончаки, а минерализация грунтовых вод достигает нескольких десятков килограммов на кубометр. Конечная водно-солевая обстановка: $УГВ < КУ$, $УКК < УИКК$, $C_п > C_0$, $C_а > C_н$, $C_{ор} < C_0$.

В условиях достаточной эффективности искусственного дренажа возникает режим неустойчивого опреснения, также характеризующийся тремя стадиями формирования: I — рост минерализации грунтовых вод за счет рассоления пород зоны аэрации и вытеснения из них соленых поровых растворов; II — уменьшение минерализации грунтовых вод за счет разбавления ирригационными; III — рост минерализации грунтовых вод за счет испарительного концентрирования (при подъеме уровня в результате фильтрационных потерь) и снижение минерализации в межполивной период (за счет выноса солей дренажными водами и прекращения испарения грунтовых вод в условиях снижения уровня до пределов, когда $УКК > УИКК$). Конечная водно-солевая обстановка: $УГВ \geqq КУ$, $УКК \geqq УИКК$, $C_п > C_0$, $C_а > C_н$, $C_{ор} < C_0$.

Если искусственный дренаж высокоэффективный, что имеет место при сбросе грунтовых вод в пластовые коллекторы или в пластовые низконапорные или ненапорные водоносные горизонты с помощью сети вертикального дренажа, то возможно формирование ионно-солевого режима устойчивого опреснения.

Рассмотрим два возможных варианта формирования такого ионно-солевого режима в зависимости от соотношения глубин грунтовых вод и критического уровня.

1. Схема формирования ионно-солевого режима при $УГВ < КУ$, приведенная на рис. 26, включает следующие стадии:

I — повышение минерализации грунтовых вод за счет вытеснения инфильтрационными водами соленых поровых растворов и растворения солей, содержащихся в породах зоны аэрации, с последующим выносом их в верхние слои грунтовых вод ($УГВ < КУ$, $УКК < УИКК$, $C_п \geqslant C_1$, $C_а > C_н$, $C_1 > C_0$, $C_{ор} < C_{0-1}$);

II — снижение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет разбавления оросительными водами в условиях уменьшения запасов легкорастворимых солей в породах и снижения уровня грунтовых вод за счет эффективного искусственного дренажа ($УГВ > КУ$, $УИКК \geqslant УКК$, $C_п > C_2$, $C_а > C_н$, $C_2 < C_1$, $C_{ор} < C_{0-2}$);

III — стабилизация многолетнего ионно-солевого режима, изменение которого определяется лишь сезонными колебаниями естественных и мелиоративных условий. Породы зоны

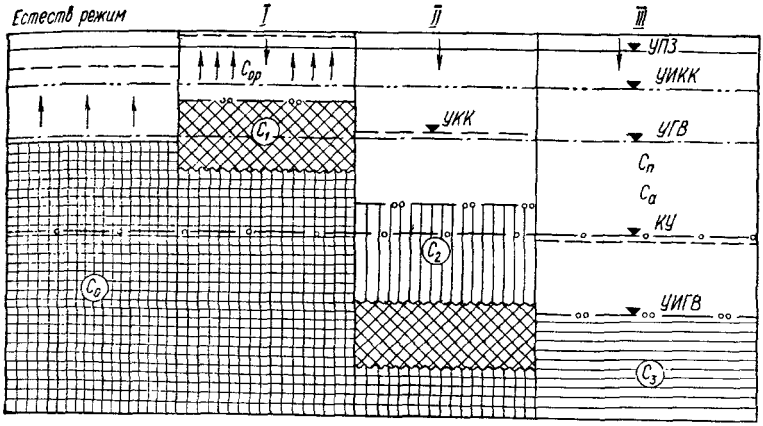


Рис. 26. Схема формирования устойчивого ионно-солевого режима опреснения грунтовых вод на фоне эффективного искусственного дренажа (в естественных условиях $УГВ < КУ$).

аэрации необратимо рассолены, минерализация и ионно-солевой состав грунтовых вод подвержены сезонным колебаниям; запасы солей в толще активного водосолеобмена практически не изменяются ($УГВ > КУ$, $УКК > УИКК$. $C_п \geqslant C_3$, $C_а \geqslant C_н$, $C_3 < C_2$, $C_{ор} \leqslant C_3$).

2. Формирование ионно-солевого режима при естественной глубине грунтовых вод, равной критической (рис. 27), включает стадии:

I — повышение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет рассоления пород и вытеснения соленых поровых растворов из зоны аэрации ($УГВ \leqslant КУ$, $УКК > УИКК$, $C_п \geqslant C_1$, $C_а > C_н$, $C_1 > C_0$, $C_{ор} < C_{0-1}$);

II — повышение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет накопления солей в породах зоны аэрации в результате испарительного концентрирования с последующим их перераспределением в зону насыщения поливными водами; стадия возникает при быстром повышении уровня грунтовых вод выше критического до вступления в действие эффективного искусственного дренажа ($УГВ < КУ$, $УКК < УИКК$, $C_п > C_2$, $C_а > C_н$, $C_2 > C_1$, $C_{ор} < C_{0-2}$);

III — снижение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет разбавления оросительными водами в условиях эффективного искусственного дренажа ($УГВ > КУ$, $УКК > УИКК$, $C_п > C_3$, $C_а > C_н$, $C_3 < C_2$, $C_{ор} < C_{2-3}$);

IV — стабилизация ионно-солевого режима грунтовых вод. Зона опреснения распространяется на всю массу вод зоны активного водосолеобмена; запасы солей в породах и водах

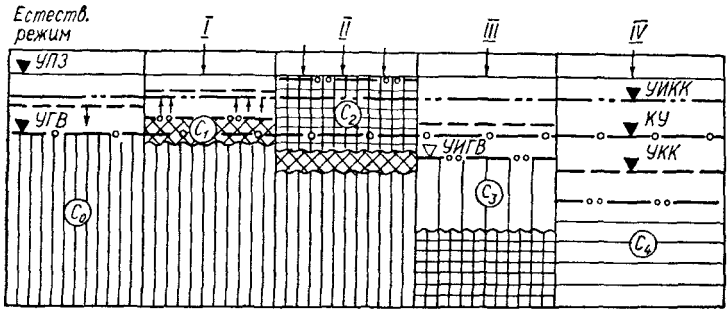


Рис. 27. Схема формирования устойчивого ионно-солевого режима опреснения грунтовых вод на фоне эффективного искусственного дренажа (в естественных условиях $УГВ \simeq КУ$).

стабилизируются, ионно-солевой режим определяется сезонными его колебаниями ($УГВ > КУ$, $УКК > УИКК$, $C_п > C_4$, $C_а > C_н$, $C_4 < C_3$, $C_{ор} \simeq C_4$).

Пример 15. Примерами формирования ионно-солевого режима интенсивной минерализации грунтовых вод могут служить Азовская оросительная система и Карангойская оросительная система, расположенная на Северном Кавказе в пределах Прикаспийской низменности. Как показали исследования, выполненные в пределах Махмуд-Мектебского участка Карангойской оросительной системы, грунтовые воды в естественных условиях залегают на глубине 2—7 м, слабо дренируются и имеют сульфатно-хлоридный натриевый состав при минерализации 3—4 кг/м³. Породы зоны аэрации первичнозасолены ($C_а = 2$ %), в составе солей преобладают сульфаты натрия (50 %). В условиях орошения за семь лет (1961—1968 г) уровень грунтовых вод поднялся до 1,5—2 м, а минерализация в первые годы орошения достигла 7—9 кг/м³ за счет рассоления пород зоны аэрации (I стадия); к 1976 г. за счет поступления оросительных вод в условиях отсутствия легкорастворимых солей в породах минерализация снизилась до исходного уровня (II стадия). В дальнейшем на площадях с влагозарядным режимом орошения минерализация верхних слоев грунтовых вод (1—2 м) увеличивается до 6—8 кг/м³, наблюдается вторичное засоление почвогрунтов (III стадия). На неорошаемых участках, расположенных в зоне влияния орошения, в результате подъема уровня грунтовых вод минерализация возросла до 5—12 кг/м³, возникло вторичное засоление активного слоя почвы. Эти процессы произошли за счет вытеснения оросительными водами соленых вод I стадии на периферию массива и испарительного концентрирования в условиях слабого дренажа и отсутствия инфильтрации ирригационных вод. Мощность толщи активного водосолеобмена возросла при орошении с 5—7 до 10—20 м. Ионно-солевой режим грунтовых вод в годовом плане определяется режимом поливов и промывок, засоленностью пород, атмосферными осадками. Наибольшая минерализация грунтовых вод наблюдается весной (в результате выноса солей из пород зоны аэрации, накопившихся в межполивной период), наименьшая — к концу поливного периода. Годовая амплитуда колебаний минерализации верхних слоев грунтовых вод в течение 1963—1966 гг. увеличилась с 0,5 до 9 кг/м³

Азовская оросительная система расположена в пределах I и II надпойменных террас р. Дона и р. Западный Маныч. Толща покровных отложений реликтово засолена, тип засоления — сульфатно-натриевый, до 1,8 %. Низкие коэффициенты фильтрации и малые уклоны местности обусловили слабый дренаж и неглубокое залегание собственно грунтовых вод (3,1—8,1 м); воды сульфатные натриевые с минерализацией 2,1—10,5 кг/м³. В целом водно-солевой режим относится к непромывному, расходные статьи водного баланса определяются в основном испарением и транспирацией. В условиях орошения уровень грунтовых вод поднялся и через 3—5 лет после начала полнвов стабилизировался на глубине 1,8—2,4 м. В дальнейшем, после усовершенствования системы в условиях искусственного дренажа, уровень снизился до 2,1—2,6 м. Период подъема уровня (1949—1963 гг.) в первые годы на участках с засоленными почвами сопровождался повышением минерализации грунтовых вод (I стадия), затем минерализация снизилась за счет разбавления оросительными водами (II стадия). Например, на первой террасе р. Западный Маныч минерализация грунтовых вод снизилась с 6,9—10,5 кг/м³ до 3,3—5,3 кг/м³. После 1963 г. за счет испарения поднявшихся грунтовых вод их минерализация снова возросла и приблизилась к минерализации вод в естественных условиях и даже в некоторых случаях превысила ее (III стадия). Следствием формирования данного вида ионно-солевого режима явилось широкое развитие вторичного засоления почвы сульфатами и хлоридами натрия и магния. Степень вторичного засоления почв под влиянием орошения за 15 лет возросла в 6 раз, превысив исходный уровень в 1,3 раза.

Устойчивый ионно-солевой режим опреснения грунтовых вод. Формируется на фоне естественного устойчивого равновесного многолетнего ионно-солевого режима в незасоленных породах при хорошем дренировании глубокозалегающих грунтовых вод. В условиях орошения при любых фильтрационных потерях ирригационных вод ионно-солевой режим остается устойчиво благоприятным, не требующим применения искусственного дренажа. При этом прослеживаются следующие две стадии формирования многолетнего ионно-солевого режима (рис. 28):

I — опреснение грунтовых вод за счет разбавления менее минерализованными оросительными водами ($УГВ > КУ$ $УКК > УИКК$, $C_п \geqslant C_1$, $C_а \simeq C_н$, $C_1 < C_0$, $C_{ор} < C_1$);

II — стабилизация солевого режима, опреснение всей толщи активного водосолеобмена ($УГВ > КУ$, $УКК > УИКК$, $C_п \geqslant C_2$, $C_а \simeq C_н$, $C_2 < C_1$, $C_{ор} < C_2$).

Сезонный ионно-солевой режим грунтовых вод зависит от режима фильтрационных потерь ирригационных вод. Изменение ионного состава грунтовых вод в многолетнем плане происходит по схеме: HCO_3^-, $SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^-$; Ca^{2+}, $Na^+ \rightarrow Ca^{2+}$, Mg^{2+}.

Ионно-солевой режим неустойчивого опреснения грунтовых вод или очень медленной минерализации, переходящий в условиях искусственного дренажа в режим устойчивого опреснения.

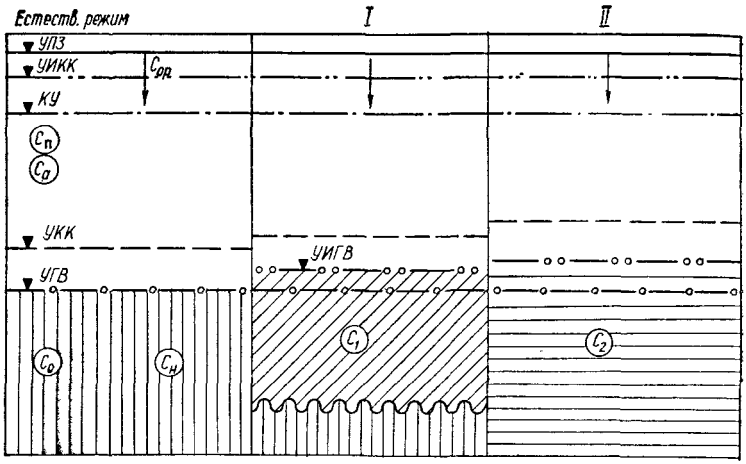


Рис. 28. Схема формирования устойчивого ионно-солевого режима опреснения грунтовых вод.

Формируется на фоне естественного устойчивого ионно-солевого режима динамического равновесия в незасоленных породах в условиях слабого дренирования глубокозалегающих грунтовых вод. В соответствии с водно-солевой обстановкой в естественных условиях, при орошении особенности формирования многолетнего ионно-солевого режима зависят от возможного соотношения минерализации поровых и грунтовых вод.

В случае, если $C_п > C_0$, многолетний ионно-солевой режим ирригационно-грунтовых вод без применения искусственного дренажа и при его применении после подъема уровня выше критического формируется путем смены следующих стадий:

I — рост минерализации грунтовых вод в первый год орошения за счет вытеснения инфильтрационными водами более минерализованных поровых растворов. Изменение ионного состава идет по схеме: SO_4^{2-}, $HCO_3^- \rightarrow SO_4^{2-}$, Cl^-; Na^+, Ca^{2+}, $Mg^{2+} \rightarrow Na^+$; $УГВ > КУ$, $УКК > УИКК$, $C_п \gtrless C_1$, $C_а \simeq C_н$, $C_1 > C_0$, $C_{ор} < C_1$;

II — уменьшение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет поступления пресных оросительных вод: SO_4^{2-}, $Cl^- \rightarrow HCO_3^-$, SO_4^{2-}; $Na^+ \rightarrow Na^+$, Ca^{2+}; $УГВ > КУ$, $УКК > УИКК$, $C_п \gtrless C_{2-3}$, $C_а \simeq C_н$, $C_3 < C_2 < C_1$, $C_{ор} < C_{2-3}$;

III — относительная стабилизация минерализации грунтовых вод: HCO_3^-, $SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^-$; Ca^{2+}, $Na^+ \rightarrow Ca^{2+}$; $УГВ > КУ$, $УКК > УИКК$, $C_п \gtrless C_4$, $C_а \simeq C_н$, $C_4 < C_3$, $C_{ор} \simeq C_4$;

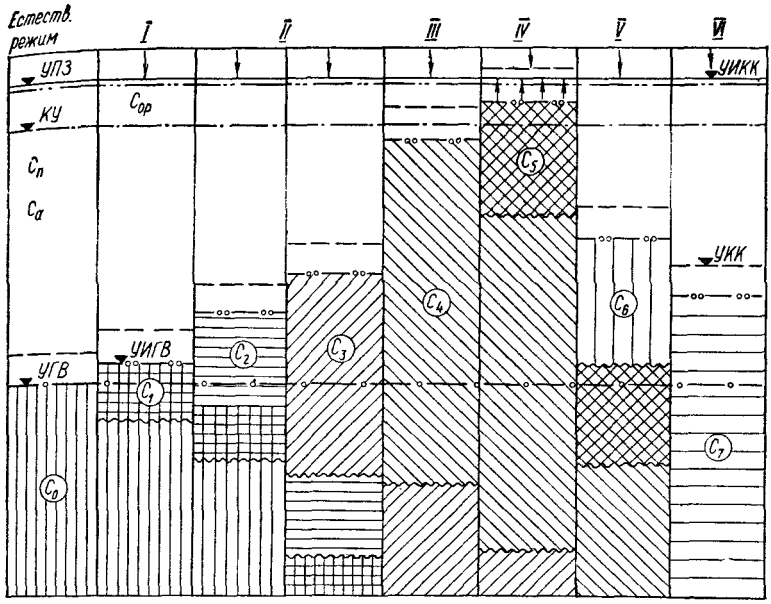


Рис. 29. Схема формирования ионно-солевого режима неустойчивого опреснения грунтовых вод или очень медленной минерализации, переходящего в условиях искусственного дренажа в режим устойчивого опреснения.

IV — увеличение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет испарительного концентрирования при подъеме уровня грунтовых вод выше критического. Внутригодовой режим на данной стадии многолетнего режима характеризуется накоплением солей в породах зоны аэрации в малополивной сухой период и увеличением минерализации грунтовых вод в периоды достаточного увлажнения весной и во время поливов за счет рассоления вышезалегающих пород: SO_4^{2-}, $HCO_3^- \rightleftarrows SO_4^{2-}$; Na^+, $Ca^{2+} \rightleftarrows Na^+$; $УГВ < КУ$, $УКК < УИКК$, $C_п > C_5$, $C_а > C_н$, $C_5 > C_4$, $C_{ор} < C_5$. В случае отсутствия искусственного дренажа дальнейшее орошение территории может привести к вторичному засолению активного слоя почвы;

V — уменьшение минерализации верхних слоев грунтовых вод в результате поступления пресных оросительных вод при снижении *УГВ* ниже *КУ* за счет искусственного дренажа: $SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^-$, SO_4^{2-}; Na^+, $Ca^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$, Na^+; $УГВ > КУ$, $УКК > УИКК$, $C_п > C_6$, $C_а > C_н$, $C_6 < C_5$, $C_{ор} < C_6$;

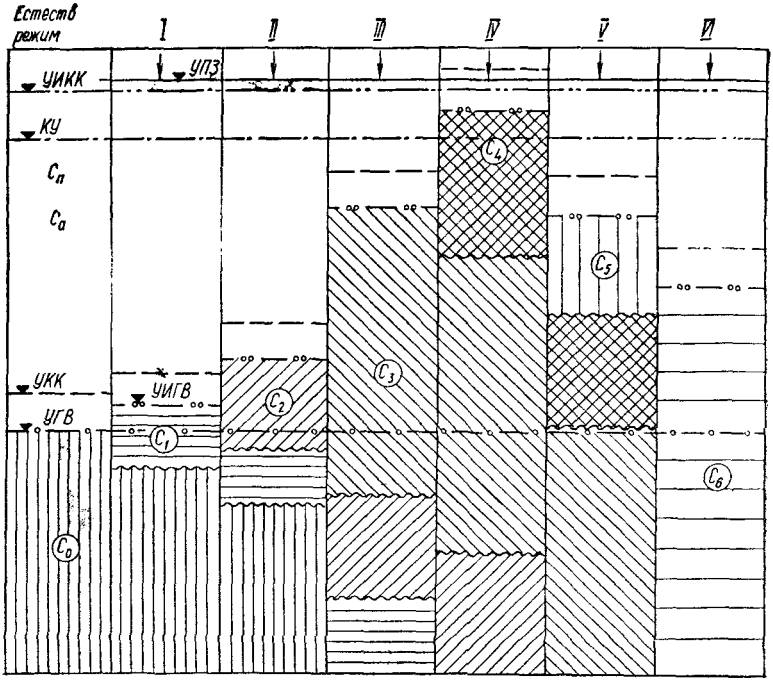


Рис. 30. Схема формирования ионно-солевого режима неустойчивого опреснения или очень медленной минерализации грунтовых вод, переходящего в условиях искусственного дренажа в режим устойчивого опреснения.

VI — стабилизация ионно-солевого режима грунтовых вод: HCO_3^-, $SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^-$; Ca^{2+}, $Na^+ \rightarrow Ca^{2+}$; $УГВ > КУ$, $УКК > УИКК$, $C_п \gtrless C_7$, $C_а \simeq C_н$, $C_7 < C_6$, $C_{ор} < C_7$.

Внутригодовой ионно-солевой режим зависит от режима фильтрационных потерь; в межполивные и сухие периоды минерализация возрастает, в инфильтрационные периоды — уменьшается. Схема формирования многолетнего ионно-солевого режима в рассмотренных условиях приведена на рис. 29.

В случае, если $C_п \approx C_0$, многолетний ионно-солевой режим грунтовых вод будет формироваться в соответствии со схемой, приведенной на рис. 30. В отличие от режима, рассмотренного выше, стадия повышения минерализации грунтовых вод за счет поступления минерализованных поровых растворов отсутствует, опреснение происходит значительно медленнее в связи с тем, что в этих условиях минерализация собственно грунтовых вод более высокая, чем в первом случае.

При введении в действие искусственного дренажа одновременно с вводом оросительной системы в эксплуатацию устойчивое опреснение территории наступает в значительно более короткие сроки, упрощается и формирование ионно-солевого режима, которое в этом случае проходит три стадии: I — рост минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет вытеснения более минерализованных поровых растворов. При $C_п < C_0$ эта стадия отсутствует; II — опреснение верхних слоев грунтовых вод за счет замещения их инфильтрационными оросительными; III — стабилизация ионно-солевого режима в пределах всей толщи водосолеобмена.

Пример 16. Наиболее ярко формирование ионно-солевого режима неустойчивого опреснения проявилось во время эксплуатации Ингулецкой оросительной системы, находящейся в северной подзоне степной зоны Украины. Здесь слабодренирующиеся грунтовые воды в естественных условиях залегают на глубине 9—15 м; воды гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные с минерализацией 0,4—1,5 кг/м³ и более, породы зоны аэрации слабо засолены, засоленность их изменяется от 0,25 % до 1 %, составляя в среднем 0,5 %. В результате орошения уровень грунтовых вод поднялся почти до поверхности земли. В первые 3—5 лет орошения минерализация грунтовых вод увеличилась примерно в 1,5—2 раза за счет растворения солей твердой фазы в породах зоны аэрации оросительными инфильтрационными и ирригационно-грунтовыми водами в зоне подъема уровня. Степень увеличения минерализации зависит от состава и содержания легкорастворимых солей в породах зоны аэрации перед орошением (I стадия). В дальнейшем начинается уменьшение минерализации за счет разбавления грунтовых вод пресными оросительными водами (II стадия) и стабилизация ионно-солевого режима (III стадия). Высокое положение уровня грунтовых вод, развитие испарения и концентрирование солей в поровых растворах вызвали вторичный рост минерализации грунтовых вод (IV стадия). В результате в бездренажных условиях после подъема уровня грунтовых вод выше критических глубин происходит накопление солей в толще активного водосолеобмена и даже возможно явление вторичного засоления активного слоя почвы солончакового типа. В хозяйствах, где орошение ведется длительное время высокими нормами полива, вторичное засоление отмечено почти по всей площади орошения. Засоленные участки возникли в углах ирригационных систем, вдоль приканальных зон; при этом формируются слабо-, средне- и сильнозасоленные почвы хлоридно-содового, сульфатно-хлоридного и хлоридно-сульфатного типов.

Устойчивый ионно-солевой режим минерализации грунтовых вод, переходящий в условиях искусственного дренажа в неустойчивый режим опреснения. Формируется на фоне естественного ионно-солевого режима устойчивого засоления в слабозасоленных породах при неглубоком залегании слабодренирующихся грунтовых вод. При орошении с последующим искусственным дренажем данный режим может перейти в режим неустойчивого опреснения. Ионно-солевому многолетнему режиму в данных условиях свойственны в основном те же стадии формирования, что и режиму устойчивой интен-

сивной минерализации грунтовых вод, однако накопление запасов солей и ионов в породах и водах происходит значительно медленнее, а опреснение вод и рассоление пород зоны аэрации при искусственном дренаже, наоборот, происходит в более короткие сроки. Каждая из стадий режима отличается также меньшим количеством легкорастворимых солей, перераспределяющихся в толще активного водосолеобмена, меньшей минерализацией и иным ионно-солевым составом грунтовых вод. При отсутствии искусственного дренажа орошение может сопровождаться вторичным засолением пород зоны аэрации и активного слоя почвы, подтоплением и заболачиванием территории. При этом формируется следующая водно-солевая обстановка: $УГВ < КУ$, $УКК < УИКК$, $C_п \geqslant C_{гр}$, $C_а > C_н$, $C_{ор} < C_{гр}$; направленность изменения ионного состава грунтовых вод: $SO_4^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$, Cl^-; Na^+, Mg^{2+}, $Ca^{2+} \rightarrow Na^+$.

В условиях эффективного искусственного дренажа уровень грунтовых вод устанавливается ниже критического, породы и воды рассоляются, воды приобретают гидрокарбонатный кальциевый характер. В случае формирования режима неустойчивого опреснения при искусственном дренаже минерализация грунтовых вод периодически изменяется в зависимости от того, какой процесс преобладает — испарение или инфильтрация. Если преобладает испарение капиллярной каймы, минерализация грунтовых вод остается постоянной — соли накапливаются в породах зоны аэрации; в периоды инфильтрации атмосферных осадков или поливных вод минерализация грунтовых вод повышается за счет выноса солей нисходящими токами воды. Вторичное засоление активного слоя при этом может не происходить.

Пример 17. Устойчивый ионно-солевой режим минерализации грунтовых вод четко проявился в пределах Краснознаменского оросительного массива, расположенного в приморской зоне юга Украины. В естественных условиях слабодренирующиеся грунтовые воды залегают на глубине 1—4 м, засоленность пород составляла 0,5—1 %. В результате эксплуатации оросительной системы (1952—1971 г.) уровень грунтовых вод поднялся до глубины 0,9—1,8 м при глубине критического уровня, равной 2,2—2,5 м. В период подъема уровня грунтовых вод до критического происходило опреснение грунтовых вод за счет разбавления их оросительными водами; например, на севере массива с 1952 по 1962 г. минерализация вод уменьшилась с 1,7—2,9 кг/м³ до 0,9—1 кг/м³ (I стадия). После подъема уровня грунтовых вод выше критического вследствие испарительного концентрирования и растворения солей солевых поясов солончаков минерализация ирригационно-грунтовых вод возрастает, достигая под солончаками 9—11 кг/м³ (II стадия). В результате естественный непромывной тип водно-солевого режима сменился промывным, который, в свою очередь, сменился режимом засоления. Изменение ионного состава вод характеризуется увеличением ионов хлора, натрия и сульфатных ионов; воды становятся хлоридно-сульфатными, сульфатными, натриевыми.

Применение на отдельных участках горизонтального искусственного дренажа при поддержании уровня грунтовых вод ниже критического приводит к рассолению пород и опреснению грунтовых вод (III стадия). При отсутствии искусственного дренажа происходит накопление в активном слое почвы сульфатов натрия и кальция, в результате чего почвы теряют плодородие. В настоящее время в результате подъема уровня, повышения минерализации грунтовых вод и сопутствующего этому вторичного засоления отдельные территории Красиознаменской оросительной системы находятся в неблагоприятных мелиоративно-гидрогеологических и гидрохимических условиях.

Формирование ионно-солевого режима ирригационно-грунтовых вод в условиях неустойчивого увлажнения. В пределах дренируемых территорий, независимо от засоленности пород и глубины залегания уровня грунтовых вод, в условиях орошения формируется многолетний ионно-солевой режим устойчивого опреснения грунтовых вод и рассоления пород зоны аэрации. Однако степень опреснения при орошении и скорость этого процесса находятся в зависимости от естественного ионно-солевого режима толщи активного водосолеобмена, определяемого особенностями мелиоративно-гидрохимической обстановки в целом. Ирригационные ионно-солевые режимы устойчивого опреснения при любых фильтрационных потерях не нуждаются в искусственном дренаже, характеризуются значительно меньшими сроками формирования своих стадий и меньшим их числом.

Режимы устойчивого опреснения, формирующиеся в засоленных породах в условиях хорошего дренажа, включают в себя следующие стадии:

I — увеличение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет растворения солей в породах зоны аэрации и вытеснения высокоминерализованных поровых растворов инфильтрующимися оросительными водами. Эта стадия проявляется тем четче и длится тем дольше при прочих равных условиях, чем больше мощность пород зоны аэрации и их засоленность. Изменение ионного состава грунтовых вод идет по схемам: при глубоком залегании грунтовых вод — HCO_3^-, $SO_4^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$, HCO_3^-; Ca^{2+}, $Na^+ \rightarrow Na^+$, Ca^{2+}; при неглубоком залегании — HCO_3^-, $SO_4^{2-} \rightarrow SO_4^{2-}$, Ca^{2+}; $Na^+ \rightarrow Na^+$. Различия в направленности изменения ионного состава связаны с тем, что в условиях неглубокого залегания грунтовых вод, когда *УКК* < *УИКК*, засоленность пород зоны аэрации более высокая вследствие накопления солей при испарении вод капиллярной каймы в периоды недостаточного увлажнения;

II — опреснение верхних слоев грунтовых вод за счет замещения соленых слоев вод пресными оросительными водами в условиях отсутствия легкорастворимых солей в породах и хорошего водообмена. Этот процесс протекает интенсивно

даже при неглубоком залегании грунтовых вод (*УГВ* < *КУ*, *УКК* < *УИКК*) вследствие преобладания нисходящих токов влаги в условиях хорошего дренажа. Испарительное концентрирование вод капиллярной каймы при этом существенного влияния на формирование ионно-солевого режима вод и пород не оказывает. Изменение ионного состава грунтовых вод в зависимости от глубины их залегания происходит по схеме: SO_4^{2-}, HCO_3^- → HCO_3^-, SO_4^{2-}; Na^+, Ca^{2+} → Ca^{2+}, Na^+ и SO_4^{2-} → → HCO_3^-, SO_4^{2-}; Na^+ → Ca^{2+}, Na^+;

III — стабилизация ионно-солевого режима грунтовых вод и пород. Минерализация грунтовых вод максимально уменьшается, толща активного водосолеобмена обладает стабильными многолетними запасами солей, абсолютные величины которых также минимальны, воды приобретают гидрокарбонатный кальциевый состав. Типичная конечная водно-солевая обстановка характеризуется следующими соотношениями ее элементов: *УКК* > *УИКК*, *УГВ* > *КУ* (при глубоком залегании грунтовых вод); *УКК* < *УИКК*, *УГВ* < *КУ* (при неглубоком залегании грунтовых вод); $C_п \geqslant C_{гр}$, $C_а \approx C_н$, $C_{гр} < C_0$, $C_{ор} < C_{гр}$.

Формирование рассматриваемого вида режима не сопровождается такими неблагоприятными явлениями, как вторичное засоление и заболачивание. Сезонный ионно-солевой режим зависит от режима фильтрационных потерь, однако в меньшей степени, чем соответствующие режимы в зоне недостаточного увлажнения.

Режим устойчивого опреснения, который формируется на незасоленных породах, сопровождается двумя стадиями — опреснения грунтовых вод и стабилизации ионно-солевого режима.

При глубоком залегании грунтовых вод изменение ионного состава вод идет по схеме: HCO_3^-, SO_4^{2-} → HCO_3^-; Ca^{2+}, Na^+ → Ca^{2+}, а конечная водно-солевая обстановка характеризуется следующими соотношениями ее элементов: *УКК* > > *УИКК*, *УГВ* > *КУ*, $C_п \simeq C_{гр}$, $C_а \simeq C_н$, $C_{гр} < C_0$, $C_{ор} \simeq C_{гр}$. При неглубоком залегании грунтовых вод: HCO_3^-, SO_4^{2-} → → HCO_3^-; Ca^{2+}, Na^+ → Ca^{2+}; *УКК* ≦ *УИКК*, *УГВ* ≦ *КУ*, $C_п \geqslant C_{гр}$, $C_а \geqslant C_н$, $C_{гр} < C_0$, $C_{ор} < C_{гр}$.

При неглубоком залегании слабодренирующихся грунтовых вод на территориях с засоленными породами формируется многолетний *ионно-солевой режим неустойчивого засоления пород и минерализации грунтовых вод*, характеризующийся следующими стадиями:

I — увеличение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет растворения инфильтрационными водами солей

пород зоны аэрации и испарительного концентрирования грунтовых вод, когда *УГВ*<*УИКК*: SO_4^{2-}, $HCO_3^- \rightarrow SO_4^{2-}$, Cl^-; Na^+, $Ca^{2+} \rightarrow Na^+$;

II — некоторое снижение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет поступления оросительных вод в условиях частичного рассоления пород зоны аэрации: SO_4^{2-}, $Cl^- \rightarrow SO_4^{2-}$; $Na^+ \rightarrow Na^+$, Ca^{2+};

III — подтопление и заболачивание территории, увеличение минерализации грунтовых вод за счет их внутригрунтового и поверхностного испарения. Конечная водно-солевая обстановка: *УКК* < *УИКК*, *УГВ* < *КУ*, $C_п > C_{гр}$, $C_а > C_н$, $C_{гр} > C_0$, $C_{ор} < C_{гр}$.

После введения в строй искусственного дренажа данный тип ионно-солевого режима переходит в *режим устойчивого медленного опреснения*, который сопровождается рассолением пород зоны аэрации, опреснением и стабилизацией ионно-солевого режима грунтовых вод. Воды приобретают гидрокарбонатный кальциевый состав; конечная водно-солевая обстановка приобретает следующий вид: *УКК* $\leqslant$ *УИКК*, *УГВ* $\geqslant$ *КУ*, $C_п > C_{гр}$, $C_а \approx C_н$, $C_{гр} < C_0$, $C_{ор} < C_{гр}$. При недостаточной эффективности искусственного дренажа орошение будет сопровождаться накапливанием солей в породах зоны аэрации.

В первичнонезасоленных породах при слабом дренировании неглубокозалегающих грунтовых вод в условиях орошения формируется многолетний *ионно-солевой режим неустойчивого медленного опреснения грунтовых вод, переходящий в режим устойчивого опреснения при применении искусственного дренажа.* Формирование режима сопровождается следующими стадиями:

I — уменьшение минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет поступления пресных оросительных: HCO_3^-, $SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^-$; Ca^{2+}, $Mg^{2+} \rightarrow Ca^{2+}$;

II — рост минерализации верхних слоев грунтовых вод за счет их внутригрунтового испарения при *УГВ* < *УИКК*: $HCO_3^- \rightarrow SO_4^{2-}$; $Ca^{2+} \rightarrow Na^+$, Ca^{2+};

III — опреснение грунтовых вод и стабилизация ионно-солевого режима в условиях применения искусственного дренажа. Воды приобретают гидрокарбонатный кальциевый состав, а толща активного водосолеобмена характеризуется следующей водно-солевой обстановкой: *УКК* $\gtrless$ *УИКК*, *УГВ* $\gtrless$ *КУ*, $C_п \geqslant C_{гр}$, $C_а \leqslant C_н$, $C_{гр} < C_0$, $C_{ор} \approx C_{гр}$.

В случае искусственного дренажа в начале эксплуатации оросительной системы имеют место лишь стадии опреснения грунтовых вод и стабилизации ионно-солевого режима. Орошение без искусственного дренажа или при малой его эффек-

тивности может сопровождаться явлениями слабого вторичного засоления пород и почв, подтоплением и заболачиванием территории.

§ 5. Закономерности распределения ионов в ирригационно-грунтовых водах

Каждой стадии формирования ионно-солевого режима в пределах орошаемого массива соответствует определенное пространственное распределение ионов в водах толщи активного солеобмена. Закономерности этого распределения прежде всего зависят от гидродинамических условий территории, естественного водного режима, режима ирригационных мероприятий, естественного ионно-солевого режима и водно-солевой обстановки. При прочих равных условиях пространственное распределение ионов имеет свои особенности в зависимости от разновидностей режима ирригационно-грунтовых вод, связанных с их приуроченностью к территориям с различными видами ирригационных мероприятий: ирригационно-приканального режима, ирригационно-макрополивного, ирригационно-микрополивного и ирригационного. В случае, если территории с различными видами ирригационных мероприятий расположены рядом, то в условиях длительного орошения формируется единый ирригационный режим со свойственными ему закономерностями распределения ионов в ирригационно-грунтовых водах. В данном разделе в качестве примера рассмотрены особенности распределения ионов в ирригационно-грунтовых водах, формирующихся в условиях естественного ионно-солевого режима устойчивого медленного рассоления. Эти условия характеризуются естественным засолением пород зоны аэрации, глубоким залеганием слабодренирующихся грунтовых вод (5—6 м и более) и являются наиболее типичными в пределах зоны недостаточного увлажнения. Характеристика распределения ионов в водах дана для стадий относительной стабилизации ионно-солевого режима в пределах территорий, на поверхность которых поступают ирригационные и поливные воды.

Распределение ионов в ирригационно-грунтовых водах с ирригационно-приканальным режимом. Режим характеризуется значительным повышением уровня в приканальной зоне и менее выраженным многолетним поднятием уровня грунтовых вод в зоне влияния фильтрационных потерь на расстоянии нескольких сотен метров от канала. В результате многолетних фильтрационных потерь пресных вод в полосе влияния канала возникает специфическая гидрохимическая обстановка, характеризующаяся зональностью распределе-

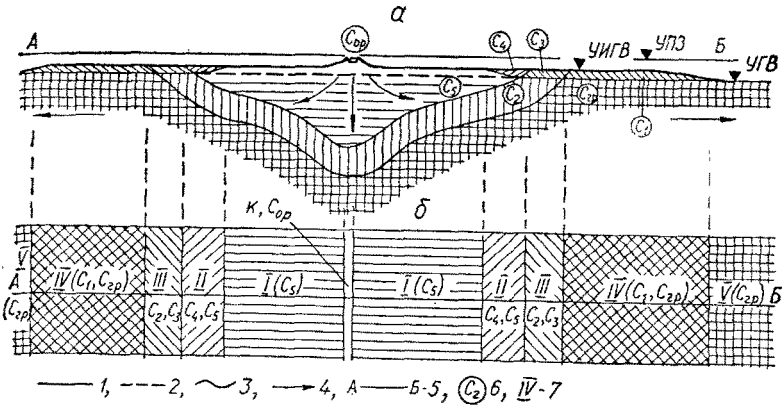


Рис. 31. Схема распределения ионов в ирригационно-грунтовых водах с ирригационно-приканальным режимом (*а* — в разрезе, *б* — в плане): *1* — уровень ирригационно-грунтовых вод; *2* — уровень грунтовых вод; *3* — границы гидрохимических зон; *4* — направление движения вод; *5* — линия разреза; *6* — минерализация вод в пределах зон; *7* — номера зон.

ния ионов в ирригационно-грунтовых водах, располагающихся вдоль канала. На рис. 31 приведено распределение ионов в ирригационно-грунтовых водах приканальной полосы в плане (горизонтальная зональность) и в разрезе (вертикальная зональность).

I. *Зона опреснения ирригационно-грунтовых вод.* Для первой зоны, непосредственно примыкающей к каналу, характерно распространение наиболее низкоминерализованных ирригационно-грунтовых вод с минерализацией C_5, приближающейся к минерализации оросительных вод ($C_{ор}$). С глубиной минерализация повышается до величины C_2 и далее до естественной минерализации собственно-грунтовых вод ($C_{гр}$). Переходный слой с минерализацией C_2 формируется за счет фильтрационной диффузии на границе между пресными ирригационными водами (C_5) и солеными грунтовыми ($C_{гр}$). Максимальные глубины опреснения наблюдаются в центре зоны; по мере удаления от канала мощность зоны опреснения снижается. Основным фактором формирования ионно-солевого состава в пределах рассматриваемой зоны является конвективное перемещение ионов фильтрационным потоком.

В рассматриваемой схеме условно принято, что фильтрация по пласту происходит по обе стороны канала в противоположных направлениях, перпендикулярно ему и с равными скоростями. Для зоны характерна следующая гидрохимическая обстановка: $C_{ор} \leqslant C_5 < C_2 < C_{гр}$.

II. *Зона выклинивания пресных ирригационно-грунтовых вод.* Характерная для первой зоны вертикальная гидрохимическая зональность усложняется наличием более соленых вод с минерализацией C_4, возникающих в зоне подъема уровня грунтовых вод за счет растворения солей, содержащихся в породах. В пределах рассматриваемой зоны выклиниваются как пресные воды с минерализацией C_5, так и более соленые верхние слои. Основными факторами формирования ионно-солевого состава являются конвективный перенос, растворение твердой фазы, фильтрационная диффузия. В случае, если *УГВ* < *УИКК*, минерализация верхнего слоя может возрастать также за счет процессов испарительного концентрирования ($C_4 > C_5 < C_2 < C_{гр}$).

III. *Зона выклинивания вод, формирующихся на границе между пресными инфильтрационными (C_5) и солеными грунтовыми ($C_{гр}$) водами.* Верхние слои вод этой зоны формируются за счет растворения солей в зоне подъема уровня вод с минерализацией C_2, повышая свою минерализацию до величины C_3. Ниже располагаются воды с минерализацией C_2, залегающие на водах с первичной минерализацией $C_{гр}$. Основные факторы формирования ионно-солевого состава те же, что и во второй зоне ($C_3 > C_2 < C_{гр}$).

IV. *Зона выклинивания ирригационно-грунтовых вод.* Ионно-солевой состав верхних слоев грунтовых вод (C_1) формируется за счет растворения солей в породах зоны подъема уровня, а в том случае, если *УГВ* < *УИГВ*, также за счет испарительного концентрирования. Нижние слои характеризуются естественным ионно-солевым режимом ($C_1 > C_{гр}$).

V. *Зона естественного ионно-солевого режима за пределами влияния фильтрационных потерь из канала.* Ионно-солевой состав и режим уровня формируются под воздействием лишь естественных факторов. Для рассматриваемых условий характерен естественный многолетний режим устойчивого медленного рассоления пород и опреснения грунтовых вод.

В целом ирригационно-грунтовые воды характеризуются следующей гидрохимической обстановкой: $C_{ор} \leqslant C_5 < C_4 \leqslant C_2 < C_3 \leqslant C_{гр} < C_4$. По мере увеличения минерализации вод уменьшаются относительные концентрации ионов HCO_3^- и Ca^{2+} и возрастают абсолютные и относительные концентрации SO_4^{2}, Cl^-, Mg^{2+}, Na^+, K^+.

Распределение ионов в ирригационно-грунтовых водах с ирригационно-макрополивным типом режима. Данный режим формируется в пределах крупных многолетнедействующих орошаемых массивов и характеризуется значительным поднятием уровней грунтовых вод на поливной части

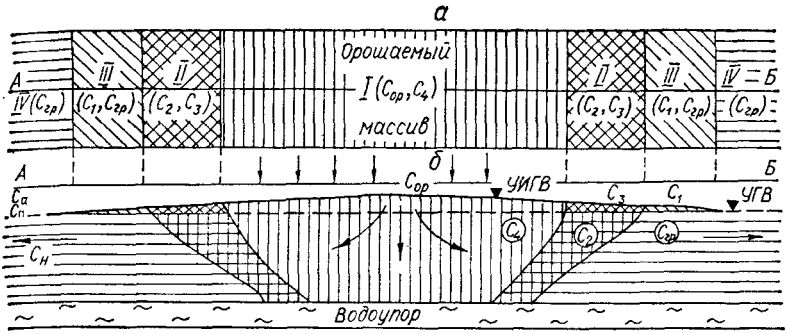


Рис. 32. Схема распределения ионов в ирригационно-грунтовых водах с ирригационно-макрополивным типом режима (*а* — в плане, *б* — в разрезе).

массива за счет фильтрационных потерь оросительных вод в распределительной сети, а также менее значительным поднятием уровня на периферийных участках, прилегающих к массиву. На периферийных участках уровень собственно-грунтовых вод повышается вследствие их подпора ирригационно-грунтовыми водами, образующимися на полях орошения. В результате многолетних фильтрационных потерь, сопровождающихся изменением гидродинамических условий, в частности созданием местных подпоров, происходит перераспределение запасов ионов в ирригационно-грунтовых водах, проявляющееся в виде горизонтальной и вертикальной зональностей минерализации и ионно-солевого состава (рис. 32).

I. *Зона опреснения ирригационно-грунтовых вод.* Формируется непосредственно на орошаемом массиве за счет полного замещения в толще активного водосолеобмена собственно-грунтовых соленых вод слабоминерализованными водами фильтрационных потерь ($C_4 \geqslant C_{ор}$). Основным ионоформирующим фактором является конвективное перемещение ионов фильтрационным потоком, осуществляющееся в результате естественного и искусственного дренирования грунтовых вод.

II. *Зона ирригационно-грунтовых вод, окаймляющих орошаемый массив.* Запас ионов верхних слоев этих вод формируется за счет собственно-грунтовых вод ($C_{гр}$), ионов, вытесняемых оросительными водами из первой зоны ($C_в$), и ионов, поступающих в воду при растворении твердой фазы в зоне подъема уровня ($C_р$); если *УГВ* < *УИГВ*, часть ионов поступает из нижних слоев при испарении грунтовых вод ($C_н$). Суммарная минерализация вод равна: $C_3 = C_{гр} + C_в + C_р + C_н$.

Минерализация нижних слоев грунтовых вод (C_2) формируется за счет минерализации собственно грунтовых вод ($C_{гр}$) и

ионов, поступающих из первой зоны в результате их вытеснения пресными оросительными водами ($C_1 = C_{гр} + C_в$).

III. *Зона выклинивания ирригационно-грунтовых вод.* Верхние слои грунтовых вод формируют свой ионно-солевой состав за счет ионов собственно-грунтовых вод, растворения твердой фазы в зоне подъема уровней и испарительного концентрирования ($C_1 = C_{гр} + C_р + C_и$); нижние слои характеризуются естественной минерализацией.

IV. *Зона естественного ионно-солевого режима.* Формируется за пределами влияния на водно-солевой режим ирригационных факторов; минерализация вод ($C_{гр}$) изменяется под влиянием лишь природных факторов.

Ирригационно-грунтовые воды орошаемого массива и прилегающих к нему территорий характеризуются следующей гидрохимической обстановкой: $C_{ор} \leqslant C_4 < C_3 > C_2 \leqslant C_1 > C_{гр}$; с увеличением минерализации в воде возрастают концентрации ионов хлора, натрия, магния, калия и сульфатных ионов. Границы между слоями вод с разной минерализацией на схеме нанесены условно, в природной обстановке они размыты в результате фильтрационной диффузии. По мере старения оросительного массива в условиях непрерывной эксплуатации оросительной системы зона опреснения расширяется, минерализация грунтовых вод за пределами массива выравнивается и зональность теряет свою четкость.

Распределение ионов в ирригационно-грунтовых водах с ирригационно-микрополивным типом режима. Режим формируется под влиянием небольших оросительных массивов, сопутствующих большим оросительным системам,— спутников орошения, и характеризуется значительным повышением уровня грунтовых вод в пределах поливных площадей за счет фильтрационных потерь оросительных вод. В пределах территорий, примыкающих к спутникам, вследствие малых местных подпоров, создаваемых ирригационно-грунтовыми водами, уровень грунтовых вод поднимается значительно медленнее, чем в условиях ирригационно-макрополивного режима. Зона подъема уровня здесь маломощна, и процессы, происходящие в ней, существенной роли в формировании гидрохимического режима не играют. В результате эксплуатации спутников орошения в толще собственно-грунтовых вод с минерализацией C_0 формируются линзы пресных вод с минерализацией C_2, образующихся за счет фильтрационных потерь оросительных вод. Ионы, вытесненные инфильтрационными водами из пород зоны аэрации, накапливаются в слоях грунтовых вод, окаймляющих пресноводные линзы. Минерализация вод этих слоев (C_1) состоит из минерализации собственно-грунтовых вод (C_0) и ионов, поступивших из пород

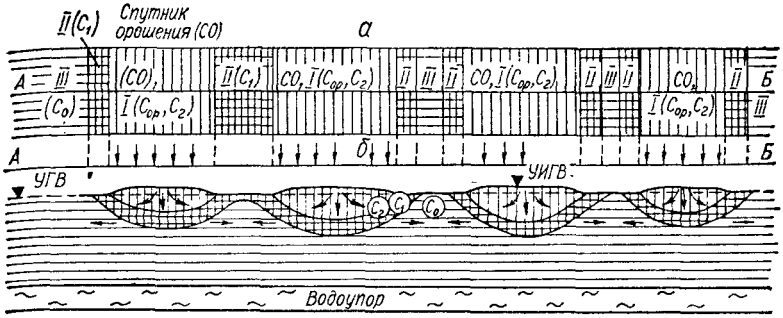


Рис. 33. Схема распределения ионов в ирригационно-грунтовых водах с ирригационно-микрополивным типом режима (*а* — в плане, *б* — в разрезе).

зоны аэрации в результате растворения твердой фазы и вытеснения высокоминерализованных поровых растворов ($C_р$). Возникающая при этом вертикальная и горизонтальная гидрохимическая зональность, характерная для рассмотренных условий, приведена на рис. 33. Ирригационно-грунтовые воды характеризуются следующей гидрохимической обстановкой: $C_{ор} \leqslant C_2 < C_1 > C_0$.

Распределение ионов в ирригационно-грунтовых водах с ирригационным типом режима. Данный тип режима формируется вследствие слияния ирригационно-грунтовых вод, возникших в результате различных видов ирригационных мероприятий—каналов, макро- и микрополивов. Следующим этапом являются слияние соответствующих зон опреснения и далее полное замещение естественно минерализованных грунтовых вод в толще активного водосолеобмена пресными инфильтрационными водами. Такой тип режима характерен для старых ирригационных систем, в пределах которых со временем устанавливается определенное равновесие между питанием грунтовых вод инфильтрационными и расходом грунтовых вод на сток и испарение (рис. 34). Ионы, вытесненные из пород зоны аэрации и зоны подъема уровня ирригационно-грунтовых вод, а также содержавшиеся в замещенных пресными собственно-грунтовых водах, поступают в периферийные участки ирригационной системы и там либо расходуются с поверхностным стоком, дренируясь в водотоки, либо накапливаются в водоприемниках (озера, искусственные водоемы) и грунтовых водах. В последних случаях на территориях, окружающих оазисы, наблюдается повышение минерализации грунтовых вод и вод водоемов, появление засоленных почв, в дальнейшем переходящих в сплошные солончаки с высокоминерализованными грунтовыми водами.

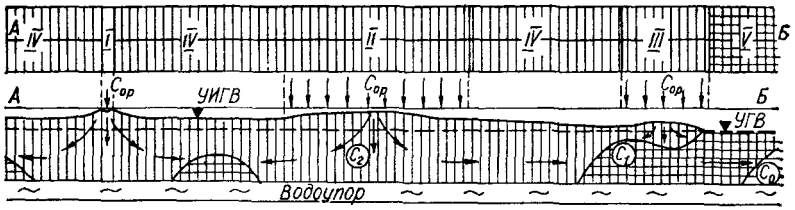


Рис. 34. Схема распределения ионов в ирригационно-грунтовых водах с ирригационным типом режима (*а* — в плане, *б* — в разрезе).

При наличии на периферии хорошего естественного дренажа зона рассоления распространится на всю территорию, ограниченную этими дренами, а вытесненные из нее ионы будут расходоваться на формирование ионного стока. В этом случае засоление земель не происходит, а грунтовые воды, расположенные за пределами зоны опреснения, сохраняют естественный водно-солевой режим.

Список литературы

Аридные почвы, их генезис, геохимия, использование. (Под ред. В. А. Ковды и Е. В. Лобова). М.: Наука, 1977. 268 с.

Арманд Е. Д. Модель восходящего движения растворов солей в зоне аэрации почвы.— Тр. ВНИИ гидротехники и мелиорации, 1972, вып. 54 (I), с. 11—18.

Баер Р. А., Зеленин И. В., Лютаев Б. В. Мелиоративно-гидрогеологические условия западного Причерноморья СССР. Кишинев; Штиинца, 1979. 183 с.

Баер Р. А., Лютаев Б. В. Гидрогеолого-мелиоративное обоснование очередности мероприятий по регулированию водно-солевого режима орошаемых массивов юга Украины. Одесса, 1972. 68 с.

Барон В. А., Планин Ю. Г. Прогноз многолетнего режима минерализации поровых вод при орошении. М.: Недра, 1974. 87 с.

Волобуев В. Р. Количественные критерии оценки солевого режима орошаемых и мелиорируемых земель. Баку: Изд. АН АзССР, 1967. 11 с.

Горев Л. Н Закономерности формирования физико-химической обстановки в природных водах Украинского Полесья.— В кн. : Физическая география и геоморфология. Киев: Вища школа, 1978, вып. 19, с. 55—64.

Горев Л. Н., Пелешенко В. И. Принципы районирования природных вод суши по условиям формирования физико-химической обстановки (на примере равнинной части Украины).— В кн.: Физическая география и геоморфология. Киев: Вища школа, 1977, вып. 18, с. 95—101.

Горев Л. Н., Закревский Д. В., Пелешенко В. И. и др. Гидрохимическое картирование с применением вероятностно-статистических методов. Киев: Вища школа, 1979. 97 с.

Гроздова О. И. Закономерности гидрохимического режима грунтовых вод в районе Карангойской оросительной системы и его прогноз. В кн.: Современные методы исследований в гидрогеологии и инженерной геологии. М., 1970, с. 96—111.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. Т. 1. 573 с.

Ковда В. А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. 2.468 с.

Мясникова Н. А. Зона аэрации полуаридных областей. М.: Наука, 1970, 200 с.

Носов Э. П. Роль динамики в формировании химического состава грунтовых вод Азовской оросительной системы.— Тр.. ЮжНИИГИМ, М., 1967, вып. 12, кн. 2, с. 116—122.

Пакшина С. М. Исследование влияния влажности на перенос хлористого натрия в ненасыщенной почве.— Тр. ВНИИ гидротехники и мелиорации. 1972, вып. 51, с. 52—56.

Пакшина С. М. Передвижение солей в почве. М.: Наука, 1980, 120 с.

Парфенова Н. И. Методика анализа гидрохимического режима грунтовых вод в связи с его прогнозом при орошении. М.: Изд-во Мингео СССР, 1971. 155 с.

Полубаринова-Кочина П. Я., Пеньковский В. И., Эмих В. Н. О движениях почвенной влаги, подземных вод и солей.— В кн.: Кулундинская степь и вопросы ее мелиорации. Новосибирск: Наука, 1972, с. 424—447.

Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. Л.: Гидрометеоиздат, 1965, 663 с.

Родионова Л. М., Андреев Г. И., Козлечков А. Накопление солей в грунтовых водах и почвах Азовской оросительной системы при орошении.— Гидрохимические материалы, 1975. Т. 62, с. 62—72.

Скакальский Б. Г. Особенности гидрохимического режима орошаемых земель.— Тр. IV Всесоюзн. гидрол. съезда, 1976, т. 9, с. 236—250.

Солдак А. Г. Гидрогеолого-мелиоративные условия степной зоны УССР. Киев: Вища школа, 1979. 192 с.

Солдак А. Г., Сурдутович О. И. О природном гидрохимическом режиме степной зоны Украины применительно к запросам мелиорации: — Сб. науч. работ Киевск. ун-та. 1978, № 14, с. 53.

Судницын И. И. Закономерности передвижения почвенной влаги. М.: Наука, 1964, 134 с.

Чеснокова Л. С., Посохов Е. В. Химический состав грунтовых вод на территории Генераловской оросительной системы в естественных условиях и при орошении.— Гидрохимические материалы, 1972, т. 53, с. 124—139.

Глава 7

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ИОННО-СОЛЕВОГО СОСТАВА ИРРИГАЦИОННО-ГРУНТОВЫХ И ПОРОВЫХ ВОД

Применяют четыре группы методов: физико-химической гидродинамики, солевого баланса, физического моделирования, статистические. Все методы рассмотрены с учетом особенностей механизма солепереноса в толще активного водосолеобмена.

§ 1. Особенности механизма солепереноса в породах толщи активного водосолеобмена

Особенности перемещения солей в породах. В породах зоны аэрации соли могут находиться в растворенном состоянии, в твердой фазе и в виде ионов обменного комплекса. В растворенном виде соли присутствуют в жидкой фазе воды, в обменном виде — на поверхности частиц породы и коллоидных частиц, в твердом — в породах в виде минералов.

Перемещение солей происходит исключительно в растворенном состоянии, остальные виды солей поступают или выходят из миграционного цикла в результате процессов, сопутствующих солепереносу,— растворения, выщелачивания, кристаллизации, ионного обмена, сорбции, десорбции. Следует различать следующие типы движения солей в породах зоны аэрации: конвективное, диффузионное, осмотическое и гравитационно-струйчатое.

Конвективное перемещение солей с фильтрационным потоком наблюдается в гравитационных, биогенных и капиллярных водах. При этом, если в первом виде вод данный тип движения солей является преобладающим, то в других двух в определенных условиях могут иметь существенное значение и другие типы движения. Количественно перемещение солей с фильтрационным потоком оценивается при решении дифференциальных уравнений (2.14, 2.15).

Диффузионное перемещение солей осуществляется благодаря молекулярной, термо- и барродиффузии, а также дисперсии скоростей; при наличии обоих процессов суммарный называют конвективной, или фильтрационной, диффузией. Перемещение солей в капиллярно-подвешенных относительно неподвижных водах, а также в капиллярно-подпертых водах при $УКК > УИКК$, когда отсутствует их испарение и транспирация, происходит главным образом за счет молекулярной диффузии. Перемещение солей в капиллярно-подпертых водах в условиях их интенсивного испарения или транспирации, а также в гравитационных водах зоны подъема уровня грунтовых вод осуществляется в значительной степени за счет фильтрационной диффузии. Количественно данный тип перемещения солей описывается дифференциальными уравнениями молекулярной и конвективной диффузии (3.51, 3.80), термо и барродиффузии (3.52, 3.53).

Осмотическое перемещение солей наблюдается в воде тканей корней растений вследствие различия концентраций растворов внутри и вне клеток. Если внешние растворы более концентрированы, то в результате осмотических явлений они разбавляются поступающими в них более пресными клеточ-

ными водами и наоборот. Перемещение растворов солей в породах под влиянием осмотических явлений описывается дифференциальными уравнениями (3.86, 3.87).

Перемещение солей под влиянием *градиентов плотности*. Движение солей под действием силы тяжести в направлении меньшей плотности раствора названо *галогидравлическим эффектом*, или *гравитационно-струйчатым движением*, а разность в плотностях, при которых такое движение возникает,— *солевым напором*. Свободная конвекция под влиянием солевого напора возникает при определенной водопроницаемости пород и прямо пропорциональна коэффициентам фильтрации.

В целом перемещение растворов солей в неоднородных породах с учетом физико-химических процессов, сопутствующих ему, описывается следующим обобщенным уравнением солепереноса:

$$\frac{dC}{dt} = -\bar{D}_{\Phi}\Delta C + \bar{v}\,\mathrm{div}\,C + \alpha(C - C_{\text{н}}) + \beta(C - \gamma_0 N_0) + \\ + \beta^*(C - \gamma^* N^*) + \bar{v}\bar{K}\Delta P_{\text{ос}} - \bar{D}_{\text{Т}}\Delta T + \bar{D}_{\text{Б}}\Delta P, \qquad (7.1)$$

где все обозначения те же, что в соответствующих уравнениях глав 2,3.

В природных условиях отдельные физико-химические процессы практически не влияют на изменение концентраций ионов в растворах, поэтому в уравнении (7.1) членами, описывающими эти процессы, при расчете величины C пренебрегают. В частности, при расчетах солепереноса в неоднородных засоленных породах толщи активного водосолеобмена в условиях орошения уравнение (7.1) выглядит следующим образом:

$$\frac{dC}{dt} = -\bar{D}_{\Phi}\Delta C + \bar{v}\,\mathrm{div}\,C + \alpha(C - C_{\text{н}}), \qquad (7.2)$$

а в условиях одномерного движения растворов, что практически и наблюдается в зоне аэрации при орошении:

$$\frac{dC}{dt} = -\bar{D}_{\Phi}\frac{d^2C}{dx^2} + \bar{v}\frac{dC}{dx} + \alpha(C - C_{\text{н}}). \qquad (7.3)$$

В случае отсутствия или малого содержания легкорастворимых солей в неоднородных породах используются соответственно уравнения — при многомерном движении:

$$\frac{dC}{dt} = -\bar{D}_{\Phi}\Delta C + \bar{v}\,\mathrm{div}\,C, \qquad (7.4)$$

а при одномерном движении в относительно однородных породах при постоянной величине D_{Φ} в пространстве:

$$\frac{dC}{dt} = -D_{\Phi}\frac{d^2C}{dx^2} + v\frac{dC}{dx}. \qquad (7.5)$$

Зональность водосолепереноса в породах зоны аэрации. В соответствии с особенностями динамики влаги и солей в по-

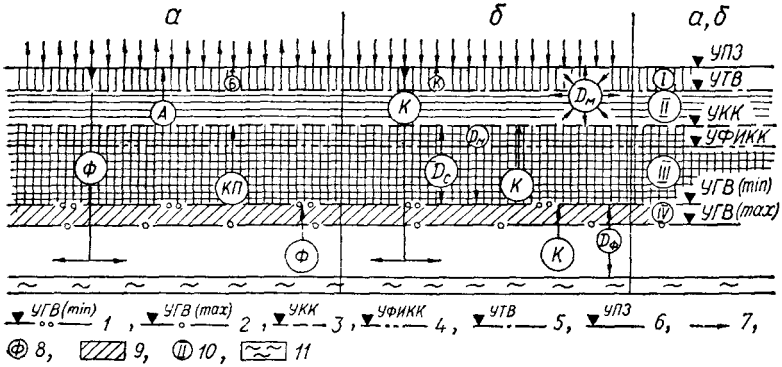


Рис. 35. Схема механизма перемещения влаги (*А*) и солей (*Б*) в породах зоны аэрации:

1 — наименьшая глубина уровня грунтовых вод; *2* — наибольшая глубина уровня грунтовых вод; *3* — уровень капиллярной каймы; *4* — уровень физического испарения капиллярной каймы; *5* — подошва зоны транспирации; *6* — уровень поверхности земли; *7* — направление движения влаги и солей; *8* — символ процесса перемещения; *9* — зоны водосолеобмена; *10* — номера зон; *11* — водоупор; *Ф* — фильтрация (инфильтрация); *КП* — движение влаги по капиллярам; *Б* — биофазовое движение; *А* — атмофазовое движение влаги; *К* — конвективное перемещение солей; $D_М$ — перемещение солей за счет молекулярной диффузии; $D_С$ — перемещение солей за счет дисперсии скоростей; $D_Ф$ — перемещение солей за счет фильтрационной диффузии.

родах зоны аэрации можно выделить следующие зоны: корнеобитаемый слой (зона транспирации), зона инфильтрации, капиллярная кайма грунтовых вод, зона подъема уровня грунтовых вод. В зависимости от соотношения абсолютных величин таких естественных и условно выделяемых границ, как уровень грунтовых вод (*УГВ*), уровень внутригрунтового физического испарения капиллярной каймы (*УФИКК*), уровень капиллярной каймы (*УКК*), уровень транспирации вод (*УТВ*), зоны могут перекрывать друг друга и даже накладываться одна на другую, вплоть до полного их совмещения в случае приближения к поверхности земли соответствующих уровней. Наиболее четко зональность водосолепереноса прослеживается при условиях, когда уровень поверхности земли *УПЗ* < *УТВ* < *УФИКК* < *УКК* < *УГВ* (рис. 35).

Корнеобитаемый слой или зона транспирации. Верхней границей зоны является *УПЗ*, нижней — *УТВ*. Глубина определяется эффективной мощностью корневой системы преобладающего на данной территории вида растительности; максимальная глубина *УТВ* не превышает 5—6 м. В пределах зоны в рассматриваемых условиях распространены все виды вод, за исключением капиллярно-подпертых и грунтовых. Наибольшую роль в динамике влаги имеют гравитационные инфильтрационные и биогенные воды, передвигающиеся в кор-

невой системе растений, атмогенные воды, передвигающиеся в виде пара, имеют подчиненное значение.

Водный баланс зоны определяется в основном соотношением поступления инфильтрационных вод с поверхности земли и расходования воды на транспирацию:

$$\Delta V_{\text{I}} = (\Phi + A_{\text{II}}) - (\Phi_{\text{I}} + A_{\text{I}} + Б), \qquad (7.6)$$

где ΔV_{I} — изменение запасов вод за расчетный период; Φ и Φ_{I} — поступление с поверхности земли и расходование из I зоны инфильтрационных вод; A_{I}, A_{II} — вынос из I зоны и поступление из II атмогенных вод; $Б$ — вынос из I зоны биогенных вод.

В рассматриваемых условиях водный баланс обычно положительный, то есть $\Delta V > 0$. Динамика солей в корнеобитаемом слое определяется прежде всего конвективным нисходящим движением солей с инфильтрационными водами (K); за счет процессов молекулярной диффузии происходит перераспределение солей в капиллярно-подвешенных водах; с биогенными водами соли практически не перемещаются.

Солевой баланс зоны будет выглядеть следующим образом:

$$\Delta s_{\text{I}} = K_{\text{I}} - K, \qquad (7.7)$$

где Δs_{I} — изменение запасов солей за расчетный период; K_{I} — вынос солей с инфильтрационными водами во II зону; K — поступление солей с осадками и за счет поверхностных вод. Практически в природных условиях $K_{\text{I}} > K$ вследствие влияния на ионно-солевой состав инфильтрующихся вод таких сопутствующих процессов, как растворение, выщелачивание, ионный обмен, десорбция, которые преобладают в этой зоне.

Зона инфильтрации. Нижней границей зоны является *УКК*, верхней — подошва первой зоны. Мощность зоны непостоянна, что связано с колебаниями глубины залегания ее кровли (*УТВ*) и подошвы (*УКК*). Снижение *УКК* обусловлено действием таких процессов, как испарение (при *УКК* < < *УФИКК*) и транспирация (при *УКК* < *УТВ*) вод капиллярной каймы, или снижением *УГВ* в результате падения напора; повышение *УКК* связано с повышением *УГВ* вследствие инфильтрации и подпора. Результирующее направление изменения *УКК* зависит от соотношения степени влияния перечисленных процессов. В том случае, когда *УФИКК* < < *УКК* < *УТВ*, испарение капиллярных вод происходит лишь путем транспирации; если *УФИКК* > *УКК* > *УТВ*, транспирация отсутствует, но воды подвержены внутригрунтовому испарению; если *УТВ* < *УКК* > *УФИКК*, отсутствуют и траспирация, и испарение. В последнем случае сни-

жение *УГВ* может происходить лишь за счет падения напора. В зоне присутствуют все виды воды, за исключением биогенных.

В зависимости от взаимного положения *УКК* и *УФИКК* в условиях, когда *УКК* > *УТВ*, возможны два варианта динамики солей и влаги в зоне, отличающиеся по особенностям водосолеобмена.

1. *УКК* < *УФИКК*. В этом случае, который возможен при сложении пород зоны аэрации грубодисперсными разностями, водообмен происходит путем инфильтрации гравитационных вод (Φ) и перемещения вверх атмогенных (A), поступающих в зону в результате внутригрунтового испарения вод капиллярной каймы:

$$\Delta V_{II} = (\Phi_I + A_{III}) - (\Phi_{II} + A_{II}), \qquad (7.8)$$

где ΔV_{II} — изменение запасов вод во II зоне за расчетный период; Φ_I, Φ_{II} — соответственно поступление в зону и вынос из нее в нижезалегающую зону инфильтрационных вод; A_{II}, A_{III} — вынос из II зоны и п ступление из III атмогенных вод.

Солеперенос определяется в основном конвективным переносом с инфильтрационными водами; солевой баланс зоны рассчитывается по формуле

$$\Delta s_{II} = K_I - K_{II}, \qquad (7.9)$$

где K_I — поступление солей из I зоны; K_{II} — вынос солей в III зону.

В капиллярно-подвешенных водах происходит перераспределение солей в результате молекулярной диффузии.

2. *УКК* > *УФИКК*. В данных условиях испарение вод капиллярной каймы не происходит, поэтому атмогенные воды из третьей зоны не поступают, то есть $A_{III} = 0$. Уравнение водного баланса для рассматриваемых условий будет выглядеть следующим образом:

$$\Delta V_{II} = \Phi_I - (\Phi_{II} + A_{II}). \qquad (7.10)$$

Уравнение солевого баланса не изменяется. Передвижению вод и солей в зоне инфильтрации сопутствуют те же процессы, что и водосолепереносу в пределах корнеобитаемого слоя. В зоне инфильтрации, особенно при *УКК* > *УИКК*, полностью преобладают нисходящие потоки гравитационных вод и происходящее в том же направлении конвективное перемещение солей фильтрационным потоком; такой характер водосолеобмена и обусловил название этой зоны.

Капиллярная кайма грунтовых вод. Нижней границей зоны является *УГВ*, который подвержен сезонным колебаниям.

Эти колебания связаны с испарением и транспирацией вод капиллярной каймы, инфильтрацией гравитационных вод, изменением гидродинамических условий, обусловленных сезонными особенностями питания и разгрузки грунтовых вод. В пределах зоны основным видом вод, наряду с гравитационными, связанными и парообразными, являются капиллярноподпертые воды. Характер водосолеобмена определяется положением относительно друг друга уровня капиллярной каймы и уровня ее испарения, так как от взаимного положения этих уровней зависит направленность фильтрационных и физико-химических процессов, происходящих в зоне.

1. *УКК < УФИКК*. В этих условиях, наряду с инфильтрацией, основным фактором перемещения вод и солей является внутригрунтовое испарение влаги капиллярной каймы с ее поверхности. В результате этого процесса под действием сил поверхностного натяжения происходит непрерывное перемещение влаги и солей вверх по капиллярам. Дефицит влаги в зоне, обусловленный ее потерей на испарение, восполняется поступлением соответствующего количества грунтовых и инфильтрационных вод.

Баланс влаги в зоне капиллярной каймы имеет следующий вид:

$$\Delta V_{III} = (\Phi_{II} + \Phi_{IV}) - (\Phi_{III} + И), \qquad (7.11)$$

где ΔV_{III} — изменение запасов влаги в зоне за расчетный период; Φ_{II} — поступление инфильтрационных вод из второй зоны; Φ_{IV} — поступление в зону грунтовых вод; $И$ — расходование воды на испарение; Φ_{III} — потеря инфильтрационных вод в четвертую зону (на уровень грунтовых вод).

Преобладающими типами движения вод в пределах зоны являются: инфильтрация гравитационных вод и восходящее движение капиллярных вод. Перемещение солей при этом осуществляется с потоками инфильтрационных и капиллярных вод, а также за счет фильтрационной диффузии. При этом молекулярная диффузия способствует перемещению солей в глубь зоны, вследствие направленности градиента концентраций от *УКК* к *УГВ*, а в результате дисперсии скоростей происходит равномерное распределение солей в обоих вертикальных направлениях. Уравнение солевого баланса выглядит следующим образом:

$$\Delta s_{III} = K_{II} + K_{IV} - K_{III}, \qquad (7.12)$$

где Δs_{III} — изменение запасов солей в зоне за расчетный период; K_{II} — поступление солей из второй зоны с инфильтрационными водами; K_{IV} — поступление солей с грунтовыми водами; K_{III} — потеря солей в грунтовые воды.

Основными процессами, сопутствующими водосолеобмену и влияющими на минерализацию и ионно-солевой состав вод в зоне, являются растворение и выщелачивание пород водами, испарительное концентрирование и кристаллизация солей. В случае преобладания испарения над инфильтрацией величина Δs_{III} является положительной, что свидетельствует о накоплении солей в водах капиллярной каймы и вмещающих их породах; при этом распределение солей в водах и породах имеет свои закономерности, которые будут рассмотрены ниже.

2. *УКК* > *УФИКК*. В данных условиях фактор испарения отсутствует, а основным типом движения вод является их инфильтрация под действием силы тяжести. Движение влаги в капиллярах при стабильном *УГВ* не происходит; при изменении *УГВ* передвижение капиллярных вод осуществляется в пределах этого изменения под действием силы тяжести или сил поверхностного натяжения одновременно с перемещением уровня грунтовых вод. В результате в зоне преобладают нисходящие потоки влаги, водный баланс рассчитывается по формуле

$$\Delta V_{III} = \Phi_{II} - \Phi_{III}, \qquad (7.13)$$

Основным типом движения солей является конвективное перемещение с фильтрационным потоком гравитационных вод; в пределах капиллярных вод происходит перераспределение солей под воздействием молекулярной диффузии; ей сопутствует растворение и выщелачивание пород, катионный обмен. Солевой баланс соответствует водному:

$$\Delta s_{III} = K_{II} - K_{III}. \qquad (7.14)$$

Величина Δs_{III} — обычно отрицательна, что свидетельствует о преобладании в зоне процессов рассоления, связанных с растворением и выщелачиванием пород и вытеснением более соленых капиллярных вод пресными инфильтрационными.

Зона подъема уровня грунтовых вод. Верхней границей зоны является наименьший сезонный уровень грунтовых вод ($УГВ_{min}$), нижней — наибольший ($УГВ_{max}$). Основным типом движения воды в зоне является фильтрация грунтовых вод, происходящая при колебаниях зеркала воды вследствие поступления инфильтрационных вод, испарения и транспирации вод капиллярной каймы, а также изменения гидростатического давления.

Изменение запасов воды в зоне определяется уравнением

$$\Delta V_{IV} = (\Phi_{III} + \Phi_{V}) - (\Phi_{IV} + И), \qquad (7.15)$$

где Φ_{III} — поступление инфильтрационных вод; Φ_{V} — поступление грунтовых вод за счет повышения гидростатического

давления; Φ_{IV} — расход воды за счет падения гидростатического давления; $И$ — расход воды за счет испарения и транспирации влаги капиллярной каймы.

Передвижение солей происходит с конвективным потоком, а также в результате фильтрационной диффузии:

$$\Delta s_{IV} = K_{III} + K_V - K_{IV}, \tag{7.16}$$

где K_{III}, K_V, K_{IV} — соответственно поступление и расходование солей с составляющими Φ_{III}, Φ_V и Φ_{IV} в уравнении (7.15).

Основным процессом, способствующим накоплению солей в грунтовых водах зоны, является растворение твердых солей в породах и поглощение более минерализованных поровых растворов. В определенных условиях существенная роль при этом принадлежит ионному обмену, сорбции и десорбции.

В зависимости от соотношений соответствующих уровней вод в природных условиях зональность водосолеобмена в породах зоны аэрации может упрощаться в результате совмещения отдельных зон, однако характер водосолеобмена в таких *суммарных зонах* будет более сложным. Так, если *УКК* $\simeq$ $\simeq$ УТВ, совместятся III и II зоны, при этом характер водосолеобмена в суммарной зоне будет такой же, как в III зоне.

В условиях, когда *УГВ* $\simeq$ *УТВ*, в одну зону совместятся III, II и I; характер водосолеобмена суммарной зоны будет более сложным, чем каждой в отдельности, определяясь следующими особенностями водносолевого баланса:

$$\Delta V_c = \Phi + \Phi_{гр} - \Phi_c - И - T, \tag{7.17}$$

где ΔV_c — изменение запасов воды в суммарный зоне за расчетный период; Φ — поступление воды за счет осадков и поверхностных вод; $\Phi_{гр}$ — поступление грунтовых вод в результате испарения и транспирации влаги капиллярной каймы; Φ_c — вынос инфильтрационных вод в грунтовые; $И$ — расход воды на испарение; T — расход воды на транспирацию.

$$\Delta s_c = K + K_{гр} - K_c, \tag{7.18}$$

где Δs_c — изменение запасов солей в суммарной зоне; K, $K_{гр}$ — поступление солей с поверхности и за счет грунтовых вод; K_c — вынос солей в грунтовые воды.

В том случае, когда *УГВ* $\cong$ *УПЗ*, совмещаются все зоны, водный и солевой балансы будут выглядеть следующим образом:

$$\Delta V_c = \Phi + \Phi_{гр} + \Phi_п - \Phi_{пн} - И - T - \Phi_c, \tag{7.19}$$

где ΔV_c, Φ, $\Phi_{гр}$, Φ_c, $И$, T — то же, что в уравнении (7.17); $\Phi_п$ — поступление грунтовых вод за счет повышения гидро-

статического давления (подпора); $\Phi_{пн}$ — расход воды за счет падения гидростатического давления;

$$\Delta s_c = K + K_{гр} + K_п - K_{пн} - K_c, \qquad (7.20)$$

где расходные и приходные составляющие соответствуют поступлению и расходованию солей с гравитационными водами, входящими в уравнение водного баланса (7.19).

В условиях орошения естественная зональность водосолеобмена нарушается в результате изменения абсолютных величин и взаимных соотношений соответствующих уровней вследствие подъема уровня грунтовых вод при фильтрационных потерях ирригационных вод. При этом изменяется не только зональность и характер водосолеобмена в зонах, но и направленность движения воды и солей в толще пород зоны аэрации в целом. Например, режим рассоления при $УТВ < УФИКК < УКК$ в естественных условиях может смениться режимом засоления породы зоны аэрации, если возникнут условия, когда $УТВ \simeq УКК < УФИКК$, и даже режимом вторичного засоления активного слоя почвы — при $УКК < УТВ$.

§ 2. Методы физико-химической гидродинамики

Применяются для прогнозирования ионно-солевого состава вод в условиях установившегося и неустановившегося водно-солевого режима. В данном разделе рассмотрены прогнозные схемы при установившемся режиме уровня и минерализации ирригационно-грунтовых и поровых вод; прогнозные величины являются гипотетическими (см. § 5 данной главы).

Прогноз минерализации гипотетических поровых растворов в породах зоны аэрации. Установившийся ионно-солевой и водный режимы формируются при длительном орошении и наступают при равновесии факторов, способствующих выносу солей из пород зоны аэрации и грунтовых вод и поступлению солей. Как видно из рис. 36, среднегодовая скорость поступления воды с минерализацией C_2 составляет v_2, а скорость расходования (испарения) воды с минерализацией $C = 0$ составляет v_1. Минерализация верхних слоев грунтовых вод сохраняется постоянной и равна C_0, то же следует сказать и об уровне грунтовых вод ($УГВ$), равном x_1.

В случае, если $v_1 > v_2$, то есть испарение с поверхности преобладает над поступлением воды на поверхность, дефицит воды покрывается за счет грунтовых вод, которые поступают

в породы зоны аэрации в виде поровых растворов, непрерывно перемещаясь под действием сил поверхностного натяжения от уровня грунтовых вод к поверхности земли. Вместе с поровой влагой происходит конвективное перемещение солей, а также их перемещение в результате фильтрационной диффузии в соответствии с уравнением (7.5). Рассмотренный процесс ведет к засолению пород зоны аэрации, которое через определенное время стабилизируется (при наступлении равновесия между степенью воздействия факторов, вызывающих засоление и рассоление).

Если $v_1 < v_2$, инфильтрация вод преобладает над испарением, избыток воды поглощается грунтовыми водами и в зоне аэрации возникают нисходящие фильтрационные потоки поровых вод. Вместе с инфильтрационными водами перемещаются соли, то есть происходит перераспределение солей из пород зоны аэрации в грунтовые воды. Процесс рассоления через некоторое время стабилизируется, возникает устойчивое равновесие

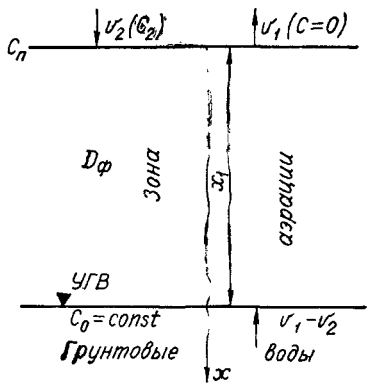
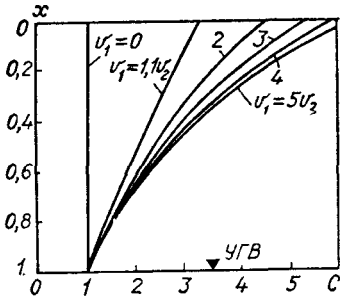


Рис. 36. Схема водно-солевой обстановки при прогнозировании минерализации поровых растворов в породах зоны аэрации.

между поступлением солей в зону аэрации и их выносом. В обоих случаях после стабилизации солевого режима баланс солей сохраняется в пределах всех слоев толщи пород зоны аэрации. С помощью уравнения (7.5) можно рассчитать запасы солей в любой момент времени на любой глубине (x) от поверхности земли в пределах зоны аэрации мощностью x_1. В рассматриваемых условиях изменение во времени концентраций солей в любой точке пород не происходит, то есть $\frac{dC}{dt} = 0$.

Схема прогнозирования в условиях отсутствия транспирации. Фактическая скорость движения воды в порах при отсутствии транспирации равна $\frac{v_1 - v_2}{n}$, где n — активная пористость породы. В этом случае уравнение (7.5) примет следующий вид:

$$nD_ф \frac{d^2C}{dx^2} - (v_1 - v_2)\frac{dC}{dx} = 0; \qquad (7.21)$$



проинтегрировав уравнение (7.21), получим:

$$D_\Phi \frac{dC}{dx} - (v_1 - v_2)\frac{C}{n} + p = 0, \quad (7.22)$$

где p — постоянная величина.

Рис. 37. Схема распределения солей в поровом растворе пород зоны аэрации в условиях режима засоления при $v = v_1 - v_2$, $Pe = 1$, $x_1 = 1$, $C_0 = 1$, $C_2 = 0$.

Вследствие того что баланс солей сохраняется во всех слоях толщи пород зоны аэрации до поверхности земли, $p = v_2 \frac{C_2}{n}$, поэтому:

$$D_\Phi \frac{dC}{dx} - (v_1 - v_2)\frac{C}{n} + v_2 \frac{C_2}{n} = 0. \quad (7.23)$$

Приняв, что x изменяется от 0 до x_1, а C во втором члене уравнения (7.23) равно C_0, после интегрирования этого уравнения получим минерализацию порового раствора на глубине x:

$$C = \left(C_0 + \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}\right) \exp \frac{(x_1 - x)(v_1 - v_2)}{nD_\Phi} - \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}. \quad (7.24)$$

Для удобства уравнение (7.24) можно представить в следующем виде:

$$C = \left(C_0 + \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}\right) \exp \frac{x_1 - x}{\lambda} - \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}, \quad (7.25)$$

где $\lambda = \frac{D_\Phi n}{v_1 - v_2}$, λ — то же, что в уравнении (3.66).

Решение уравнения (7.25) при соответствующих значениях величин C_2 и λ позволяет построить графики зависимости C от x при различных значениях $\frac{v_1}{v_2}$, которые дают наглядное представление о распределении солей в поровых растворах пород зоны аэрации при установившемся солевом и водном режиме. На рис. 37 изображен график распределения солей в породах в соответствии с уравнением (7.25) при

$\lambda = \frac{x_1 v_1}{2(v_1 - v_2)}$ или $\frac{x_1 v_1}{2nD_\Phi} = Pe = 1$, $C_2 = 0$, $x_1 = 1$ и $C_0 = 1$.

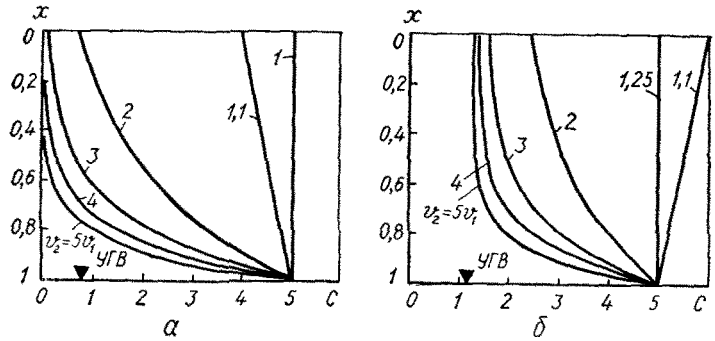


Рис. 38. Схема распределения солей в поровом растворе пород зоны аэрации в условиях промывного водно-солевого режима при $v = v_1 - v_2$, а) $Pe = 1$, $x_1 = 1$, $C_0 = 5$, $C_2 = 0$; б) $Pe = 1$, $x_1 = 1$, $C_0 = 5$, $C_2 = 1$.

Например, при $\frac{v_1}{v_2} = 5$ на испарение расходуется 0,2 осадков и поливной воды и 0,8 грунтовых вод: при этом на поверхности почвы ($x = 0$) минерализация порового раствора будет в пять раз больше, чем в грунтовых водах.

При $C_2 = 0$ уравнение (7.25) упростится:

$$C = C_0 \exp \frac{x_1 - x}{\lambda}. \qquad (7.26)$$

Средняя минерализация поровых растворов в породах зоны аэрации находится путем интегрирования уравнения (7.25) при x, изменяющемся от 0 до x_1:

$$C_{ср} = \frac{\lambda (v_1 C_0 - v_2 C_0 + v_2 C_2)}{x_1 (v_1 - v_2)} \left(\exp \frac{x_1}{\lambda} - 1\right) - \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}. \qquad (7.27)$$

Подставив в уравнение (7.25) величину $x = 0$, можно получить величины минерализации поровых растворов на поверхности почвы:

$$C_п = \left(C_0 + \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}\right) \exp \frac{x_1}{\lambda} - \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}. \qquad (7.28)$$

При $x = x_1$, в соответствии с уравнением (7.25), $C = C_0$. Совместное решение уравнений (7.27) и (7.28) позволяет найти величину λ:

$$\lambda = \frac{x_1 [C_{ср} (v_1 - v_2) + C_2 v_2]}{(C_п - C_0)(v_1 - v_2)}, \text{ или } \lambda = x_1 / \ln \frac{C_п (v_1 - v_2) + C_2 v_2}{C_0 (v_1 - v_2) + C_2 v_2}. \qquad (7.29)$$

Распределение солей в поровом растворе, рассчитанное по уравнению (7.25) при $\lambda = \frac{x_1 v_1}{2 (v_1 - v_2)}$ или $\frac{x_1 v_1}{2 n D_Ф} = Pe = 1$, $C_2 =$

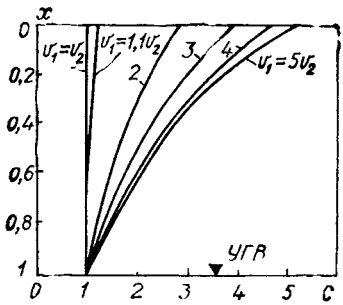


Рис. 39. Схема распределения солей в поровом растворе пород зоны аэрации в условиях режима засоления при $v = v_1 - v_2$, $Pe = 1$, $x_1 = 1$, $C_0 = 1$, $C_2 = 1$.

$= 0$, $x_1 = 1$ и $C_0 = 5$, а также в тех же условиях при $C_2 = 1$ показано на рис. 38. С увеличением инфильтрации степень влияния минерализации поливной воды на минерализацию порового раствора уменьшается.

Время, соответственно в сутках и годах, за которое после стабилизации режима уровня грунтовых вод произойдет стабилизация ионно-солевого режима, может быть рассчитано по формулам:

$$t = \frac{\Delta C_{ср}\, x_1 n}{C_0\,(v_1 - v_2)} \quad \text{и} \quad t = \frac{D_ф n^2 10^{-1}}{(v_1 - v_2)^2 365}, \qquad (7.30)$$

где $\Delta C_{ср}$ — изменение величины $C_{ср}$ в результате орошения по сравнению с этой величиной до орошения.

В случае, если $C_2 = 1$, минерализация порового раствора существенно возрастает, однако степень этого возрастания уменьшается по мере увеличения испарения (рис. 39). Графики изменения минерализации порового раствора на поверхности почвы при $C_2 = 0$ и $C_2 = 1$, в зависимости от отношения v_1 к v_2 для рассмотренных выше случаев (рис. 40), показывают, что при $\frac{v_1}{v_2} = 1$ величина $C_п$ при минерализации поливной воды, равной 1, возрастает на 2, а при $\frac{v_1}{v_2} = 5$ — всего лишь на единицу; при дальнейшем увеличении испарения ве-

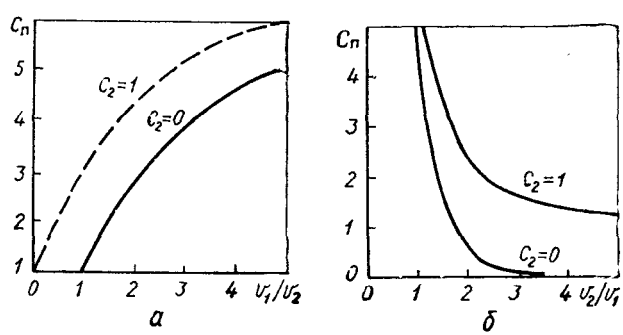


Рис. 40. Зависимость минерализации порового раствора на поверхности почвы от испарения при $Pe = 1$, $x_1 = 1$, $C_0 = 1$, $C_2 = 1$ или 0: *а* — в условиях режима засоления; *б* — в условиях режима рассоления.

личина возрастания $C_п$ стремится к нулю. Аналогичные зависимости наблюдаются в любой точке профиля зоны аэрации.

Пример 18. В условиях выпотного режима при отсутствии транспирации дано: $x_1 = 1{,}3$ м; $v_1 = 1{,}76 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $v_2 = 1{,}73 \times \times 10^{-3}$ м/сут; $C_0 = 3{,}32$ кг/м³; $C_2 = 0{,}314$ кг/м³; $D_Ф = 1{,}75 \times \times 10^{-3}$ м²/сут; $n = 0{,}25$. Найти минерализацию порового раствора на глубине 1 м, на поверхности почвы, а также среднюю минерализацию раствора в породах зоны аэрации и время стабилизации водно-солевого режима.

1. Найти величину λ по уравнению (3.66):

$$\lambda = \frac{1{,}75 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}25}{0{,}03 \cdot 10^{-3}} = 15 \text{ м}.$$

2. Найти минерализацию порового раствора на глубине 1 м по уравнению (7.25):

$$C = \left(3{,}32 + \frac{0{,}314 \cdot 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{0{,}03 \cdot 10^{-3}}\right) \exp \frac{1{,}3 - 1}{15} - \frac{0{,}314 \cdot 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{0{,}03 \cdot 10^{-3}} = \\ = 3{,}75 \text{ кг/м}^3.$$

3. Найти минерализацию порового раствора на поверхности почвы по уравнению (7.28):

$$C_п = \left(3{,}32 + \frac{0{,}314 \cdot 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{0{,}03 \cdot 10^{-3}}\right) \exp \frac{1{,}3}{15} - \frac{0{,}314 \cdot 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{0{,}03 \cdot 10^{-3}} = \\ = 4{,}95 \text{ кг/м}^3.$$

4. Найти среднюю минерализацию порового раствора в породах зоны аэрации по уравнению (7.27):

$$C_{ср} = \frac{15\,(1{,}76 \cdot 10^{-3} \cdot 3{,}32 - 1{,}73 \cdot 10^{-3} \cdot 3{,}32 + 1{,}73 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}314)}{1{,}3 \cdot 0{,}03 \cdot 10^{-3}} \times \\ \times \left(\exp \frac{1{,}3}{15} - 1\right) - \frac{0{,}314 \cdot 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{0{,}03 \cdot 10^{-3}} = 4{,}2 \text{ кг/м}^3.$$

5. Найти время стабилизации водно-солевого режима по уравнениям (7.30):

$$t = \frac{4{,}2 \cdot 1{,}3 \cdot 0{,}25}{3{,}32 \cdot 0{,}03 \cdot 10^{-3}} = 13705 \text{ дней} = 37{,}5 \text{ лет или}$$

$$t = \frac{1{,}75 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}25^2}{(0{,}03 \cdot 10^{-3})^2\, 3650} = 33{,}3 \text{ лет.}$$ (Несоответствие связано с погрешностями расчетов)

Пример 19. В условиях промывного режима при отсутствии транспирации дано: $x_1 = 3$ м; $v_1 = 1{,}75 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $v_2 = 1{,}88 \times \times 10^{-3}$ м/сут; $C_0 = 3{,}32$ кг/м³; $C_2 = 0{,}022$ кг/м³; $D_Ф = 1{,}75 \times \times 10^{-3}$ м³/сут; $n = 0{,}25$. Найти минерализацию порового раствора на поверхности почвы, на глубине 2 м и среднюю для зоны аэрации.

1. Найти величину λ по уравнению (3.66):

$$\lambda = \frac{1{,}75 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}25}{-0{,}13 \cdot 10^{-3}} = -3{,}4 \text{ м}.$$

2. Найти минерализацию порового раствора на глубине 2 м по уравнению (7.25):

$$C = \left(3{,}22 - \frac{0{,}022 \cdot 1{,}88 \cdot 10^{-3}}{0{,}13 \cdot 10^{-3}}\right) \exp \frac{3-2}{-3{,}4} + \frac{0{,}022 \cdot 1{,}88 \cdot 10^{-3}}{0{,}13 \cdot 10^{-3}} = 2{,}56 \text{ кг/м}^3.$$

3. Найти минерализацию порового раствора на поверхности земли по уравнению (7.28):

$$C_п = \left(3{,}32 - \frac{0{,}022 \cdot 1{,}88 \cdot 10^{-3}}{0{,}13 \cdot 10^{-3}}\right) \exp \frac{3}{-3{,}4} + \frac{0{,}022 \cdot 1{,}88 \cdot 10^{-3}}{0{,}13 \cdot 10^{-3}} = 1{,}56 \text{ кг/м}^3.$$

4. Найти среднюю минерализацию порового раствора по уравнению (7.27):

$$C_{ср} = \frac{-3{,}4\,(1{,}75 \cdot 10^{-3} \cdot 3{,}32 - 1{,}88 \cdot 10^{-3} \cdot 3{,}32 + 1{,}88 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}022)}{-3 \cdot 0{,}13 \cdot 10^{-3}} \times \left(\exp \frac{3}{-3{,}4} - 1\right) + \frac{0{,}022 \cdot 1{,}88 \cdot 10^{-3}}{0{,}13 \cdot 10^{-3}} = 2{,}3 \text{ кг/м}^3.$$

Схема прогнозирования в условиях транспирации. Приведенные выше расчеты справедливы в том случае, если поливные воды, осадки и грунтовые воды, поступающие в породы зоны аэрации, расходуются лишь на испарение. Однако в вегетационный период в пределах орошаемых массивов часть воды, поступающей в зону аэрации, расходуется на транспирацию ее растениями. При этом скорость перемещения раствора в поровом пространстве будет с глубиной изменяться в соответствии с зависимостью:

$$v = v_1 \frac{x}{x_1} - v_2, \tag{7.31}$$

где x_1 — мощность зоны транспирации.

На графиках зависимости v от x в условиях транспирации и без нее (рис. 41) видно, что объем воды T, перемещавшийся в поровом пространстве пород и расходовавшийся на испарение, в условиях транспирации поступает в атмосферу по корневой системе растений. В результате поток влаги в поровом пространстве, ранее направленный вверх ($И + \Delta И$), в условиях транспирации разделится: до глубины $x = x_1 \frac{v_2}{v_1}$ поток влаги будет направлен вниз ($Ф$), а в интервале глубины от x до x_1 — вверх ($\Delta И$), то есть выпотный водный режим в верхней части зоны транспирации сменится на промывной. С возрастанием величины v_1 мощность зоны с промывным режимом уменьшается.

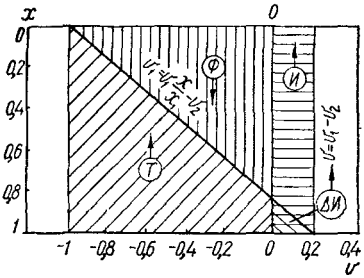


Рис. 41. Графики изменения скорости перемещения влаги в поровом пространстве пород в условиях транспирации $\left(v = v_1 \frac{x}{x_1} - v_2\right)$ и без нее $(v = v_1 - v_2)$.

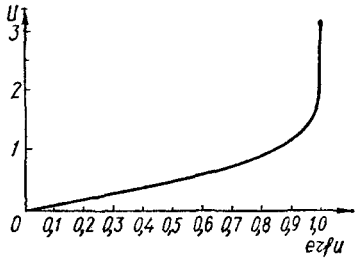


Рис. 42. График функции $\operatorname{erf} u = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^u e^{-t^2} dt.$

Для зоны транспирации уравнение (7.23) примет следующий вид:

$$nD_{\Phi} \frac{dC}{dx} - \left(v_1 \frac{x}{x_1} - v_2\right) C + v_2 C_2 = 0. \qquad (7.32)$$

Решая уравнение (7.32) при $C = C_0$ и x, изменяющемся от 0 до x_1, получим:

$$C = (C_0 + C_2 F) \exp\left[Pe\left(1 - \frac{2v_2 x_1 (x_1 - x) + v_1 x^2}{v_1 x_1^2}\right)\right], \qquad (7.33)$$

где

$$F = \frac{v_2 \sqrt{\pi Pe}}{v_1} \left\{\operatorname{erf}\left[\sqrt{Pe}\left(\frac{v_1 - v_2}{v_1}\right)\right] - \operatorname{erf}\left[\sqrt{Pe}\left(\frac{v_1 x - v_2 x_1}{v_1 x_1}\right)\right]\right\} \times$$

$$\times \exp\left[Pe\left(\frac{v_1 x - v_2 x_1}{v_1 x_1}\right)^2\right]; \quad Pe = \frac{x_1 v_1}{2\lambda (v_1 - v_2)};$$

$$\operatorname{erf} u = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^u \exp - t^2 dt.$$

Величина erf u находится в соответствующих таблицах или по графику, приведенному на рис. 42.

В случае орошения пресными водами величиной F обычно пренебрегают, и расчеты ведут по уравнению

$$C = C_0 \exp\left[Pe\left(1 - \frac{2v_2 x_1 (x_1 - x) + v_2 x^2}{v_1 x_1^2}\right)\right]. \qquad (7.34)$$

Для зоны, находящейся ниже глубины x_1, при расчетах используют уравнение (7.25). Максимальная минерализация

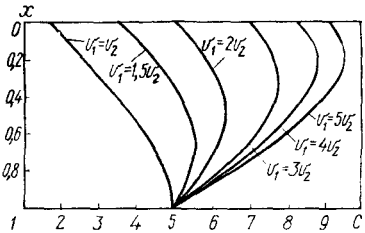


Рис. 43. Схема распределения солей в поровом растворе пород зоны аэрации в условиях режима засоления при $v = v_1 \frac{x}{x_1} - v_2$, $Pe = 1$, $x_1 = 1$, $C_0 = 5$, $C_2 = 0$,

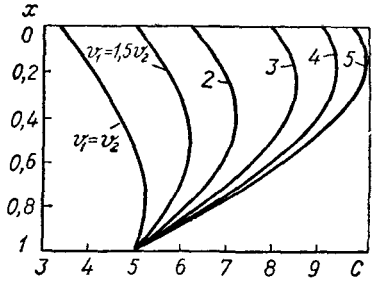


Рис. 44. Схема распределения солей в поровом растворе пород зоны аэрации в условиях режима засоления при $v = v_1 \frac{x}{x_1} - v_2$, $Pe = 1$, $x_1 = 1$, $C_0 = 5$, $C_2 = 1$.

порового раствора в зоне транспирации наблюдается на глубине

$$x_{max} = x_1 \frac{v_2}{v_1}; \tag{7.35}$$

эта величина находится путем решения уравнения (7.34) при $x = x_{max}$;

$$C_{max} = C_0 \exp\left[Pe\left(\frac{v_1 - v_2}{v_1}\right)^2\right] \tag{7.36}$$

или по уравнению (7.33), заменив x на $x_1 \frac{v_2}{v_1}$.

При $x = 0$ уравнение (7.34) упростится:

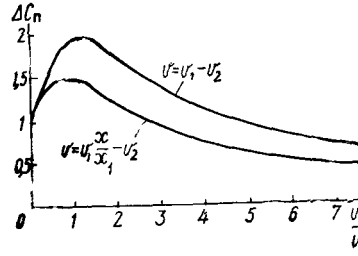
$$C_п = C_0 \exp\left[Pe\left(1 - \frac{2v_2}{v_1}\right)\right]. \tag{7.37}$$

Из уравнения (7.37), учитывая, что $Pe = \frac{x_1 v_1}{2\lambda (v_1 - v_2)}$, найдем величину λ:

$$\lambda = \frac{x_1 (v_1 - 2v_2)}{2 (v_1 - v_2) \ln \frac{C_п}{C_0}}. \tag{7.38}$$

На рис. 43 приведена схема распределения минерализации поровых растворов в породах зоны аэрации в условиях транспирации при $Pe = 1$, $x_1 = 1$, $C_0 = 5$, $C_2 = 0$. Из схемы видно, что точка максимального соленакопления с возрастанием величины v_1 перемещается от подошвы зоны транспирации к поверхности земли. Сравнивая рис. 37 с рис. 43, можно видеть,

Рис. 45. Графики зависимости $\Delta C_п$ от $\frac{v_1}{v_2}$ в условиях транспирации $\left(v = v_1 \frac{x}{x_1} - v_2\right)$ и без нее $(v = v_1 - v_2)$ при $Pe = 1$, $x_1 = 1$. $C_2 = 1$.



что степень возрастания запасов солей в породах при увеличении v_1 в условиях транспирации значительно ниже. Так, при $v_1 = 5v_2$ в условиях транспирации минерализация порового раствора в точке максимального соленакопления по сравнению с величиной C_0 возросла в 1,9 раза, а при отсутствии транспирации минерализация увеличилась в 5 раз.

Средняя минерализация порового раствора в пределах зоны транспирации может быть определена путем интегрирования уравнения (7.33) при x, изменяющемся от 0 до x_1:

$$C_{ср} = C_0 \frac{\sqrt{\pi}}{2\sqrt{Pe}} \exp\left[Pe\left(\frac{v_1 - v_2}{v_1}\right)^2\right]\left\{\operatorname{erf}\left[\sqrt{Pe}\left(\frac{v_1 - v_2}{v_1}\right)\right] + \right.$$
$$\left. + \operatorname{erf}\left(\frac{\sqrt{Pe}\, v_2}{v_1}\right)\right\}. \qquad (7.39)$$

В случае, если $C_2 = 1$, минерализация порового раствора возрастает, однако степень этого возрастания намного ниже, чем в условиях отсутствия транспирации (рис. 44).

Степень влияния минерализации поливных вод C_2 на изменение минерализации поровых растворов на поверхности почвы $\Delta C_п$ в зависимости от величины v_1 приведена на рис. 45. При этом в условиях транспирации величина прибавки минерализации порового раствора, обусловленная минерализацией поливной воды, равна:

$$\Delta C_п = C_2 F \exp\left[Pe\left(1 - \frac{2v_2}{v_1}\right)\right], \qquad (7.40)$$

где F — то же, что в уравнении (7.33).

При отсутствии транспирации:

$$\Delta C_п = \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2} \exp\frac{x_1}{\lambda} - \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}. \qquad (7.41)$$

В условиях транспирации минерализация поливных вод в меньшей степени влияет на минерализацию поровых растворов, чем в условиях испарения, при этом в обоих случаях при возрастании величины v_1 величина $\Delta C_п$ стремится к нолю, при $v_1 = 0$ величина $\Delta C_п = 1$, максимальных значений $\Delta C_п$ достигает при $v_1 \approx v_2$.

Пример 20. В условиях выпотного режима при наличии транспирации дано: $x_1 = 1$ м; $v_2 = 1{,}73 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $v_1 = 1{,}85 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $C_0 = 8{,}8$ кг/м³; $C_2 = 0{,}314$ кг/м³; $D_\Phi = 7{,}2 \cdot 10^{-3}$ м²/сут; $n = 0{,}25$. Найти минерализацию порового раствора на глубине 0,5 м, на поверхности земли и в горизонте максимального соленакопления.

1. Найти величину λ по уравнению (3.66):

$$\lambda = \frac{7{,}2 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}25}{0{,}12 \cdot 10^{-3}} = 15 \text{ м}.$$

2. Найти величину параметра Пекле по уравнению (3.70):

$$Pe = \frac{1 \cdot 1{,}85 \cdot 10^{-3}}{2 \cdot 0{,}25 \cdot 7{,}2 \cdot 10^{-3}} = 0{,}5.$$

3. Найти минерализацию порового раствора на глубине 0,5 м по уравнению (7.33):

$$F = \frac{1{,}73 \cdot 10^{-3} \sqrt{3{,}14 \cdot 0{,}5}}{1{,}85 \cdot 10^{-3}} \left\{ \operatorname{erf}\left[\sqrt{0{,}5}\left(\frac{1{,}85 \cdot 10^{-3} - 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{1{,}85 \cdot 10^{-3}}\right)\right] - \right.$$

$$\left. - \operatorname{erf}\left[\sqrt{0{,}5}\left(\frac{1{,}85 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}5 - 1{,}73 \cdot 10^{-3} \cdot 1}{1{,}85 \cdot 10^{-3} \cdot 1}\right)\right]\right\} \times$$

$$\times \exp\left[0{,}5\left(\frac{1{,}85 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}5 - 1{,}73 \cdot 10^{-3} \cdot 1}{1{,}85 \cdot 10^{-3} \cdot 1}\right)^2\right] =$$

$$= 1{,}17\,[\operatorname{erf} 0{,}046 - \operatorname{erf}(-0{,}44)]\; 1{,}10 = 1{,}29\,(\operatorname{erf} 0{,}046 + \operatorname{erf} 0{,}44) =$$

$$= 1{,}29\,(0{,}05 + 0{,}47) = 0{,}67;$$

$$C = (8{,}8 + 0{,}314 \cdot 0{,}67) \exp\left[0{,}5\left(1 - \frac{2 \cdot 1{,}73 \cdot 10^{-3} \cdot 1 \cdot 0{,}5 + 1{,}85 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}5^2}{1{,}85 \cdot 10^{-3} \cdot 1^2}\right)\right] =$$

$$= 8{,}2 \text{ кг/м}^3.$$

4. Найти минерализацию порового раствора на поверхности почвы по уравнению (7.33):

$$F = \frac{1{,}73 \cdot 10^{-3} \sqrt{3{,}14 \cdot 0{,}5}}{1{,}85 \cdot 10^{-3}} \left\{ \operatorname{erf}\left[\sqrt{0{,}5}\left(\frac{1{,}85 \cdot 10^{-3} - 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{1{,}85 \cdot 10^{-3}}\right)\right] - \right.$$

$$\left. - \operatorname{erf}\left[\sqrt{0{,}5}\left(-\frac{1{,}73 \cdot 10^{-3} \cdot 1}{1{,}85 \cdot 10^{-3} \cdot 1}\right)\right]\right\} \exp\left[0{,}5\left(-\frac{1{,}73 \cdot 10^{-3} \cdot 1}{1{,}85 \cdot 10^{-3} \cdot 1}\right)^2\right] = 1{,}57;$$

$$C_п = (8{,}8 + 0{,}314 \cdot 1{,}57) \exp\left[0{,}5\left(1 - \frac{2 \cdot 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{1{,}85 \cdot 10^{-3}}\right)\right] = 6{,}0 \text{ кг/м}^3.$$

5. Найти минерализацию порового раствора в горизонте максимального соленакопления, подставляя в уравнение (7.33) величину $x = x_{max} = x_1 \frac{v_2}{v_1}$:

$$F = 1{,}17\,(\operatorname{erf} 0{,}046 - \operatorname{erf} 0) \exp 0 = 1{,}17 \cdot 0{,}05 \cdot 1 = 0{,}06;$$

$$C_{max} = (8{,}8 + 0{,}314 \cdot 0{,}06) \exp(0{,}5 \cdot 0{,}0042) = 8{,}9 \text{ кг/м}^3.$$

Пример 21. Дано: то же, что в примере 20, кроме C_2, которое практически равно нулю. Найти среднюю минерализацию порового раствора в породах зоны аэрации.

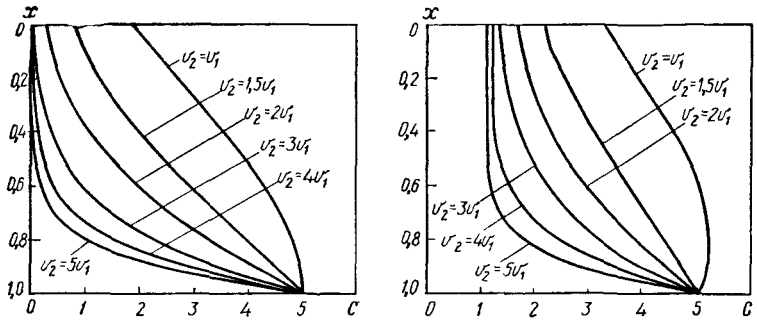


Рис. 46. Схемы распределения солей в поровых растворах пород зоны аэрации в условиях промывного водно-солевого режима при $v = v_1 \times \times \frac{x}{x_1} - v_2$: а) $Pe = 1$, $x_1 = 1$, $C_0 = 5$, $C_2 = 0$; б) $Pe = 1$, $x_1 = 1$, $C_0 = 5$, $C_2 = 1$.

В соответствии с уравнением (7.39) найти $C_{ср}$:

$$C_{ср} = 8{,}8\frac{\sqrt{3{,}14}}{2\sqrt{0{,}5}}\exp\left[0{,}5\left(\frac{1{,}85\cdot10^{-3}-1{,}73\cdot10^{-3}}{1{,}85\cdot10^{-3}}\right)^2\right]\times$$

$$\times\left\{\operatorname{erf}\left[\sqrt{0{,}5}\left(\frac{1{,}85\cdot10^{-3}-1{,}73\cdot10^{-3}}{1{,}85\cdot10^{-3}}\right)\right]+\operatorname{erf}\left(\frac{\sqrt{0{,}5}\cdot1{,}73\cdot10^{-3}}{1{,}85\cdot10^{-3}}\right)\right\}=$$

$$= 11{,}1\,(\operatorname{erf}0{,}046+\operatorname{erf}0{,}66) = 11{,}1\,(0{,}05+0{,}65) = 7{,}8\ \text{кг/м}^3.$$

Распределения минерализации поровых растворов в породах зоны аэрации в условиях транспирации при $v_1 < v_2$, $Pe = 1$, $x_1 = 1$, $C_0 = 5$, $C_2 \approx 0$ или $C_2 = 1$, приведены на рис. 46.

Пример 22. В условиях промывного режима при наличии транспирации: $x_1 = 2$ м; $v_1 = 1{,}56\cdot10^{-3}$ м/сут; $v_2 = 1{,}73\cdot10^{-3}$ м/сут; $C_0 = 3{,}2$ кг/м³; $C_2 = 0{,}314$ кг/м³; $D_Ф = 7{,}2\cdot10^{-3}$ м²/сут; $n = 0{,}25$. Найти минерализацию порового раствора на глубине 1 м, на поверхности земли и ее среднее значение при $C_2 \simeq 0$.

1. Найти величину λ по уравнению (3.66).

$$\lambda = \frac{7{,}2\cdot10^{-3}\cdot0{,}25}{0{,}17\cdot10^{-3}} = 10{,}6\ \text{м}.$$

2. Найти величину параметра Пекле по уравнению (3.70):

$$Pe = \frac{2\cdot1{,}56\cdot10^{-3}}{2\cdot0{,}25\cdot7{,}2\cdot10^{-3}} = 0{,}9.$$

3. Найти минерализацию порового раствора на глубине 1 м по уравнению (7.33):

$$F = \frac{1{,}73\cdot10^{-3}\sqrt{3{,}14\cdot0{,}9}}{1{,}56\cdot10^{-3}}\left\{\operatorname{erf}\left[\sqrt{0{,}9}\left(\frac{1{,}56\cdot10^{-3}-1{,}73\cdot10^{-3}\cdot1}{1{,}56\cdot10^{-3}\cdot2}\right)\right]-\right.$$

$$- \operatorname{erf}\left[\sqrt{0{,}9}\left(\frac{1{,}56\cdot 10^{-3}\cdot 1 - 1{,}73\cdot 10^{-3}\cdot 2}{1{,}56\cdot 10^{-3}}\right)\right]\Bigg\}\times$$

$$\times \exp\left[0{,}9\left(\frac{1{,}56\cdot 10^{-3} - 1{,}73\cdot 10^{-3}\cdot 2}{1{,}56\cdot 10^{-3}\cdot 2}\right)^2\right] = 1{,}54;$$

$$C = (3{,}2 + 0{,}314\cdot 1{,}54)\exp\left[0{,}9\left(1 - \frac{2\cdot 1{,}73\cdot 10^{-3}\cdot 2\cdot 1 + 1{,}56\cdot 10^{-3}\cdot 1}{1{,}56\cdot 10^{-3}\cdot 4}\right)\right] =$$

$$= 2{,}7 \text{ кг/м}^3.$$

4. Найти минерализацию порового раствора на поверхности почвы по уравнению (7.33):

$$F = \frac{1{,}73\cdot 10^{-3}\sqrt{3{,}14\cdot 0{,}9}}{1{,}56\cdot 10^{-3}}\left\{\operatorname{erf}\left[\sqrt{0{,}9}\left(\frac{1{,}56\cdot 10^{-3} - 1{,}73\cdot 10^{-3}}{1{,}56\cdot 10^{-3}}\right)\right] -\right.$$

$$\left. - \operatorname{erf}\left[\sqrt{0{,}9}\left(\frac{-1{,}73\cdot 10^{-3}\cdot 2}{1{,}56\cdot 10^{-3}\cdot 2}\right)\right]\right\}\exp\left[0{,}9\left(\frac{-1{,}73\cdot 10^{-3}\cdot 2}{1{,}56\cdot 10^{-3}\cdot 2}\right)^2\right] = 3{,}65;$$

$$C_п = (3{,}2 + 0{,}314\cdot 3{,}65)\exp\left[0{,}9\left(1 - \frac{2\cdot 1{,}73\cdot 10^{-3}\cdot 2^2}{1{,}56\cdot 10^{-3}\cdot 2^2}\right)\right] = 1{,}45 \text{ кг/м}^3.$$

5. Найти среднюю минерализацию порового раствора при $C_2 \simeq 0$ по уравнению (7.39):

$$C_{ср} = 3{,}2\frac{\sqrt{3{,}14}}{2\sqrt{0{,}9}}\exp\left[0{,}9\left(\frac{1{,}56\cdot 10^{-3} - 1{,}73\cdot 10^{-3}}{1{,}56\cdot 10^{-3}}\right)^2\right]\times$$

$$\times\left\{\operatorname{erf}\left[\frac{\sqrt{0{,}9}\,(1{,}56\cdot 10^{-3} - 1{,}73\cdot 10^{-3})}{1{,}56\cdot 10^{-3}}\right] + \operatorname{erf}\left(\frac{\sqrt{0{,}9}\cdot 1{,}73\cdot 10^{-3}}{1{,}56\cdot 10^{-3}}\right)\right\} =$$

$$= 2{,}0 \text{ кг/м}^3.$$

Прогноз минерализации гипотетических поровых растворов и грунтовых вод. Расчетная толща состоит из зоны аэрации и грунтовых вод (зоны насыщения). В соответствии с рис. 47, граница двух зон находится на глубине x_1 от поверхности земли, а подошва расчетного слоя — на глубине T. Среднегодовая скорость поступления воды с минерализацией C_2 составляет

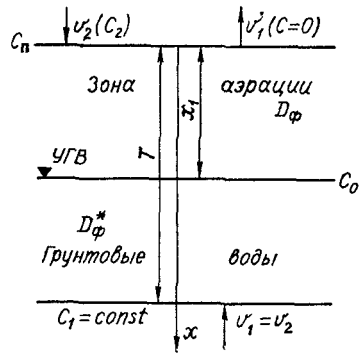


Рис. 47. Схема водно-солевой обстановки при прогнозировании минерализации поровых растворов и грунтовых вод.

v_2, а испарения — v_1. Минерализация грунтовых вод C_1, находящихся на глубине T и более, сохраняется постоянной, равной первоначальной. Путем расчетов, аналогичных при вычислении уравнения (7.25), получается уравнение, с помощью

которого можно определить концентрацию грунтовых вод в любом слое зоны насыщения:

$$C^* = \left(C_1 + \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}\right) \exp \frac{T - x}{\lambda^*} - \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}, \qquad (7.42)$$

где C^* — расчетная минерализация грунтовых вод; T — мощность расчетной зоны; λ^* — параметр, связанный с коэффициентом дисперсии скоростей грунтовых вод; определяется по уравнению (3.66).

В поверхностном слое минерализация грунтовых вод равна:

$$C_0 = \left(C_1 + \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}\right) \exp \frac{T - x_1}{\lambda^*} - \frac{C_2 v_2}{v_1 - v_2}. \qquad (7.43)$$

Средняя минерализация грунтовых вод и параметр λ^* рассчитываются в соответствии с уравнениями (7.27, 7.29), в которых x_1 заменяется на $T - x_1$, $C_{ср}$ на $C^*_{ср}$, $C_п$ на C_0 и λ на λ^*.

Минерализация поровых растворов зоны аэрации определяется по уравнению (7.25), где C_0 рассчитано по уравнению (7.43).

Минерализация поровых растворов на поверхности почвы рассчитывается по уравнению (7.28), в котором C_0 рассчитано по уравнению (7.43). При наличии транспирации минерализация поровых растворов определяется по уравнениям (7.33—7.39), в которых C_0 рассчитано по уравнению (7.43).

Пример 23. В условиях выпотного режима при отсутствии транспирации дано: $x_1 = 1$ м; $T = 3$ м; $v_1 = 1{,}85 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $v_2 = 1{,}73 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $C_1 = 3{,}32$ кг/м³; $C_2 = 0{,}314$ кг/м³; $D_Ф = 1{,}75 \times 10^{-3}$ м²/сут; $D_Ф = 1{,}8 \cdot 10^{-3}$ м²/сут; $n = 0{,}25$. Найти минерализацию верхнего слоя грунтовых вод и поровых вод на поверхности почвы.

1. Найти величины λ и λ^* по уравнению (3.66):

$$\lambda = \frac{1{,}75 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}25}{0{,}12 \cdot 10^{-3}} = 3{,}6 \text{ м}; \quad \lambda^* = \frac{1{,}8 \cdot 10^{-3} \cdot 0{,}25}{0{,}12 \cdot 10^{-3}} = 3{,}8 \text{ м}.$$

2. Найти минерализацию верхнего слоя грунтовых вод по уравнению (7.43):

$$C_0 = \left(3{,}32 + \frac{0{,}314 \cdot 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{0{,}12 \cdot 10^{-3}}\right) \exp \frac{3 - 1}{3{,}8} - \frac{0{,}314 \cdot 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{0{,}12 \cdot 10^{-3}} = 8{,}8 \text{ кг/м}^3.$$

3. Найти минерализацию поровых вод на поверхности почвы по уравнению (7.28):

$$C_п = \left(8{,}8 + \frac{0{,}314 \cdot 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{0{,}12 \cdot 10^{-3}}\right) \exp \frac{1}{3{,}6} - \frac{0{,}314 \cdot 1{,}73 \cdot 10^{-3}}{0{,}12 \cdot 10^{-3}} = 13 \text{ кг/м}^3.$$

§ 3. Методы солевого баланса

Понятие о солевых балансах. Под солевым балансом понимается соотношение между поступлением солей и их расходованием за определенный промежуток времени в пределах определенной площади. В мелиоративной практике приходится рассчитывать общий солевой баланс, солевой баланс зоны аэрации и солевой баланс грунтовых вод.

Общий солевой баланс. Уравнения общего водного и солевого балансов в условиях орошения выглядят следующим образом:

$$V_к^о - V_н^о = V_{ос} + V_{ор} + V_{пр} - V_{исп} - V_{от} - V_{др} - V_{сб} \pm p \quad \text{(водный баланс);} \qquad (7.44)$$

$$s_к^о - s_н^о = s_{ос} + s_{ор} + s_{пр} - s_{исп} - s_{от} - s_{др} - s_{сб} \pm \alpha \pm \gamma \quad \text{(солевой баланс),} \qquad (7.45)$$

где $V_н^о$, $s_н^о$ — соответственно начальный запас воды и солей в зоне аэрации и грунтовых водах до водоупора; $V_к^о$, $s_к^о$ — то же, конечный запас (в конце расчетного периода); $V_{ос}$, $s_{ос}$ — поступление воды и солей с атмосферными осадками в течение расчетного периода; $V_{ор}$, $s_{ор}$ — поступление воды и солей с оросительными водами; $V_{пр}$, $s_{пр}$ — поступление воды и солей с подземным притоком; $V_{исп}$, $s_{исп}$ — вынос воды и солей в атмосферу за счет испарения; $V_{от}$, $s_{от}$ — вынос воды и солей с подземным оттоком; $V_{др}$, $s_{др}$ — вынос воды и солей с дренажным стоком; $V_{сб}$, $s_{сб}$ — вынос воды и солей за счет сброса оросительных вод; p, γ — поступление или вынос воды и солей за счет вертикального водообмена между грунтовыми и межпластовыми водами; α — поступление солей за счет растворения твердой фазы в зоне насыщения или выпадение солей в твердую фазу.

В том случае, когда запасы солей в водах и породах малы, определенную роль в приходной и расходной частях баланса могут иметь поступление солей с удобрениями и вынос солей с урожаем. Обычно этими величинами пренебрегают.

Каждая из составляющих солевого баланса, за исключением $S_к$, $S_н$ и α, определяется как произведение величин соответствующих составляющих водного баланса на минерализацию воды, из которой они формируются:

$$s = VC10^{-3}, \qquad (7.46)$$

где s — величина составляющей солевого баланса, т/га; V — величина составляющей водного баланса, м³/га; C — минерализация воды, находящейся в объеме V, кг/м³. Все составляющие солевого баланса определяются независимым путем

на основе экспериментальных данных, получаемых в пределах специально выбранных балансовых участков. Рассмотрим методику определения величин C в уравнении (7.46).

$C_{ос}$ определяется как средневзвешенная за расчетный период в результате анализа суммарных месячных проб осадков:

$$C_{ос} = \frac{C_1V_1 + C_2V_2 + \cdots + C_nV_n}{V_1 + V_2 + \cdots + V_n}, \qquad (7.47)$$

где $C_1, C_2, \ldots, C_n$ — минерализация воды в суммарной месячной пробе осадков; $V_1, V_2, \ldots, V_n$ — объемы суммарных месячных проб осадков.

$C_{ор}$, $C_{др}$, $C_{сб}$ определяются как средние, статистически оцененные значения, полученные по данным непосредственных измерений минерализации оросительных, дренажных и сбросных вод в течение расчетного периода. $C_{исп}$ — минерализация воды, поступающей в виде пара в атмосферу; получается путем анализа влаги, концентрирующейся на холодном конусе при испарении с почвенного покрова. $C_{пр}$, $C_{от}$ — определяется путем непосредственного измерения минерализации проб грунтовых вод, получаемых из сети наблюдательных скважин.

В случае, если величина γ положительная, она определяется по формуле

$$\gamma = pC_{под}, \qquad (7.48)$$

где γ — поступление солей за счет подпитывания грунтовых вод межпластовыми напорными; $p = \Delta V_{под}$ — объем межпластовых вод, поступивших в грунтовые; $C_{под}$ — минерализация межпластовых вод, определяемая путем анализа проб воды, полученных из наблюдательной пьезометрической сети.

Если величина γ отрицательная, она находится по формуле

$$\gamma = pC_{гр}, \qquad (7.49)$$

где γ — вынос солей из грунтовых вод в межпластовые; p — объем грунтовых вод, инфильтрующихся в межпластовые за расчетный период; $C_{гр}$ — минерализация грунтовых вод.

Величина α зависит от состояния равновесия в системе твердая фаза — раствор и определяется на основе экспериментальных данных путем расчета соответствующих равновесных систем либо на основе режимных наблюдений с использованием формулы (3.13).

Составляющие $s_и^о$ и $s_к^о$ определяются путем непосредственного опробования пород зоны аэрации и грунтовых вод:

$$s_н^о = s_н^а + s_н^г; \quad s_к^о = s_к^а + s_к^г, \qquad (7.50)$$

где $s_н^о$ и $s_к^о$ — начальные и конечные запасы солей в толще, верхней границей которой является поверхность земли, а нижней — первый водоупор или условная граница толщи активного водосолеобмена; $s_н^а$, $s_к^а$ — соответственно начальный и конечный запасы солей в породах зоны аэрации, рассчитываемые по формуле (7.53); $s_н^г$, $s_к^г$ — соответственно начальный и конечный запасы солей в грунтовых водах, которые рассчитываются по формуле (7.58).

Солевой баланс зоны аэрации. Верхней границей балансовой толщи является поверхность земли, нижней — уровень грунтовых вод. Уравнения водного и солевого балансов зоны аэрации следующие:

$$V_к^а - V_н^а = V_{ос} + V_{ор} - V_{исп} - V_{сб} \pm q \quad \text{(водный баланс)}; \quad (7.51)$$

$$s_к^а - s_н^а = s_{ос} + s_{ор} - s_{исп} - s_{сб} \pm \beta \quad \text{(солевой баланс)}, \quad (7.52)$$

где $V_н^а$, $V_к^а$, $s_н^а$, $s_к^а$ — начальные и конечные запасы воды и солей в породах зоны аэрации; q, β — поступление или вынос воды и солей за счет вертикального водообмена между грунтовыми и поровыми водами.

Величины начальных (в начале расчетного периода) и конечных (в конце расчетного периода) запасов солей определяются по формуле

$$s^а = 10 \sum_{i=1}^{n} C_{а_i} \delta_i h_i, \quad (7.53)$$

где $s^а$ — начальный ($s_н^а$) или конечный ($s_к^а$) запас солей в породах зоны аэрации; $C_{а_i}$ — засоленность i-го слоя зоны аэрации, %; δ — плотность i-го слоя; h_i — мощность i-го слоя.

Величины $C_а$, δ и h определяются путем непосредственного опробования и изучения пород в пределах оросительных систем. Величина β в случае, если ее значение положительно, определяется по формуле

$$\beta = qC_{гр}, \quad (7.54)$$

где β — поступление солей за счет грунтовых вод при их физическом испарении и транспирации; $q = V_{гр.исп}$ — объем грунтовых вод, поступивших в породы зоны аэрации; $C_{гр}$ — минерализация грунтовых вод. В случае отрицательного значения величина β определяется по формуле

$$\beta = qC_{пор}, \quad (7.55)$$

где β — вынос солей из пород зоны аэрации в грунтовые воды с инфильтрационными водами; $q = V_{пор}$ — объем инфильтра-

ционных поровых вод, поступающих на уровень грунтовых вод, $C_{пор}$ — минерализация инфильтрационных поровых вод.

Солевой баланс грунтовых вод. Верхней границей балансовой толщи является уровень грунтовых вод, нижней — первый водоупор. В случае, если глубина залегания водоупора от уровня грунтовых вод превышает 25—30 м, нижняя граница принимается условно в пределах мощности толщи активного водного и солевого обмена. Уравнения водного и солевого балансов грунтовых вод выглядят следующим образом:

$$V_к^г - V_н^г = V_{пр} - V_{от} - V_{др} \pm q \pm p \text{ (водный баланс);} \quad (7.56)$$

$$s_к^г - s_н^г = s_{пр} - s_{от} - s_{др} \pm \alpha \pm \beta \pm \gamma \text{ (солевой баланс),} \quad (7.57)$$

где $V_н^г$, $s_н^г$, $V_к^г$, $s_к^г$ — начальные и конечные запасы воды и солей в грунтовых водах.

В случае положительного значения $\beta = qC_{пор}$, где $q = V_{пор}$; при отрицательном значении $\beta = qC_{гр}$, где $q = V_{гр,\ исп}$.

Величины начальных и конечных запасов солей в грунтовых водах определяются по формуле

$$s^г = 10^{-1} \sum_{i=1}^{n} C_i (n_i - W_{г_i}) h_i, \quad (7.58)$$

где $s^г$ — начальный ($s_н^г$) или конечный ($s_к^г$) запасы солей в грунтовых водах; C_i — минерализация i-го горизонта; n — открытая пористость i-го слоя водовмещающих пород; %; h_i — мощность i-го горизонта грунтовых вод; $W_{г_i}$ — гигроскопическая (молекулярная) влажность i-го слоя.

В случае, если толща грунтовых вод в пределах зоны активного водо- и солеобмена разделена водоупорными прослоями на ряд водоносных слоев, рассчитываются общий солевой баланс для зоны аэрации и верхнего подгоризонта грунтовых вод, для зоны аэрации и для грунтовых вод каждого подгоризонта. Водный и солевой балансы каждого из подгоризонтов, ограниченных сверху и снизу относительными водоупорами, рассчитываются по уравнениям:

$$V_к^г - V_н^г = V_{пр} - V_{от} \pm n \pm p; \quad (7.59)$$

$$s_к^г - s_н^г = s_{пр} - s_{от} \pm \alpha \pm \lambda \pm \gamma, \quad (7.60)$$

где n, λ — соответственно поступление или расходование воды и солей за счет вертикального водообмена с верхним подгоризонтом грунтовых вод; остальные обозначения те же, что в уравнениях (7.56, 7.57) относительно к рассматриваемому подгоризонту.

Если грунтовые воды верхнего подгоризонта поступают в нижний, $\lambda = nC_в$, где $n = \Delta V_в$ (объем поступающих грунтовых вод); $C_в$ — минерализация верхнего подгоризонта грунтовых вод; при переходе части грунтовых вод из расчетного подгоризонта в вышезалегающий $\lambda = nC_{гр}$, где $n = \Delta V$ (объем части грунтовых вод, поступающих в верхний подгоризонт); $C_{гр}$ — минерализация вод расчетного подгоризонта.

Прогноз изменения запасов солей в расчетной толще. Для прогнозирования запасов солей в пределах расчетной толщи на конец расчетного периода вышеприведенные уравнения решаются относительно $s_к^о$, $s_к^а$, $s_к^г$.

Пример 24. В условиях орошения с оросительной нормой $N = 6300$ м³/га дано: $V_{пр} = 40 \cdot 10^3$ м³/га; $V_{от} = 30 \cdot 10^3$ м³/га; $V_{др} = 8{,}1 \cdot 10^3$ м³/га; $\varepsilon = 0{,}3$; $C_{пр} = 3$ кг/м³; $C_{от} = 3{,}6$ кг/м³; $C_{др} = 4$ кг/м³; $C = 3{,}3$ кг/м³; $C_b = 0{,}05$ %; $\delta = 1400$ кг/м³; $a' = 0{,}5$; $n = 47$ %; $W_г = 8{,}5$ %; $h = 7{,}5$ м; $H_a = 1$ м; $H = 2$ м; $\beta = 0$, $\gamma = 0$. Определить запасы солей в грунтовых водах на конец расчетного периода.

1. Определить начальные запасы солей по формуле (7.58):

$$s_н^г = 10^{-1} \cdot 3{,}3\,(47 - 8{,}5)\,7{,}5 = 95{,}3 \text{ т/га}.$$

2. Определить величины $s_{пр}$, $s_{от}$ и $s_{др}$ по формуле (7.46):

$$s_{пр} = 3 \cdot 40 \cdot 10^3 \cdot 10^{-3} = 120 \text{ т/га}; \quad s_{от} = 3{,}6 \cdot 30 \cdot 10^3 \cdot 10^{-3} = 108 \text{ т/га};$$

$$s_{др} = 4 \cdot 8{,}1 \cdot 10^3 \cdot 10^{-3} = 32 \text{ т/га}.$$

3. Определить величину q по формуле $q = \varepsilon V_{гр} = \varepsilon H\,(n - W_г) \cdot 10^2$ где ε — доля инфильтрационных вод в объеме ирригационно-грунтовых вод:

$$q = 0{,}3 \cdot 2\,(47 - 8{,}5)\,10^2 = 2{,}3 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{га}.$$

4. Определить величину C_α по второму слагаемому уравнения (7.63):

$$C_\alpha = \frac{1 \cdot 0{,}05 \cdot 1400 \cdot 0{,}5}{2\,(47 - 8{,}5)} = 0{,}45 \text{ кг/м}^3.$$

5. Определить величину α по уравнению $\alpha = C_\alpha\, q 10^{-3}$:

$$\alpha = 0{,}45 \cdot 2{,}3 \cdot 10^3 \cdot 10^{-3} = 1 \text{ т/га}.$$

6. Определить конечные запасы солей в грунтовых водах по уравнению (7.57):

$$s_к^г = 95{,}3 + 120 - 108 - 32 + 1 = 76 \text{ т/га}.$$

Прогноз минерализации ирригационно-грунтовых вод в зоне подъема уровня при орошении. Подъем уровня грунтовых вод на орошаемых территориях происходит в условиях недостаточного дренажа за счет: 1) поступления осадков и оросительных вод с полей, 2) поступления грунтовых вод в результате их подпора водами, фильтрующимися из каналов, 3) вы-

теснения из пород зоны аэрации поровых растворов. Минерализация поднявшихся ирригационно-грунтовых вод при этом формируется за счет солей, поступающих с осадками, оросительными и грунтовыми водами, поровыми растворами, а также за счет растворения солей, содержащихся в породах зоны подъема уровня и зоны аэрации:

$$C = \frac{C_о V_о + C_г V_г + C_п V_п}{V_о + V_г + V_п} + C_\alpha, \qquad (7.61)$$

где C — средняя минерализация ирригационно-грунтовых вод в зоне подъема уровня; $C_о$, $V_о$ — средняя минерализация и объем вод, поступивших с осадками и оросительными водами на уровень грунтовых вод за расчетный период; $C_г$, $V_г$ — средняя минерализация и объем грунтовых вод, поступивших в зону подъема уровня; $C_п$, $V_п$ — средняя минерализация и объем поровых вод в зоне подъема уровня; величина $C_п$ рассчитывается по уравнению (7.27); C_α — минерализация вод зоны подъема уровня, формирующаяся за счет растворения солей в породах зоны аэрации. При расчете величины C для единицы площади величины V заменяются на $h = \frac{V}{S}$, где S площадь расчетной территории; h — слой поступившей воды.

В случае, если подъем уровня грунтовых вод обусловливается лишь подпором за счет фильтрационных потерь из каналов, величина C, в кг/м^3, может быть найдена по формуле

$$C = \frac{C_г (n - W) + C_a \delta a}{n - W_г}, \qquad (7.62)$$

где n — пористость пород, %; W — влажность пород в зоне аэрации; $W_г$ — гигроскопическая (молекулярная) влажность пород; $C_а$ — среднее содержание солей в породах зоны подъема уровня, % на 100 кг породы; a — солеотдача породы

37. Зависимость солеотдачи породы в долях единицы от объемов профильтровавшейся воды (П. С. Панин, 1968)

Типы почвы	Отношение объема профильтровавшейся воды к объему породы					
	1	2	3	4	5	6
Солончаки хлоридные	0,55	0,74	0,83	0,86	0,89	0,90
Почвы хлоридно-сульфатного засоления	0,32	0,52	0,67	0,76	0,82	0,88
Почвы содово-сульфатного засоления	0,31	0,42	0,54	0,60	0,65	0,69

в зоне подъема уровня, доли единицы от исходного засоления (определяется экспериментально, табл. 37); δ — плотность породы.

Пример 25. Дано: $C_г = 3{,}32$ кг/м³; $C_a = 0{,}09$ %; $\delta = 1430$ кг/м³; $n = 47$ %; $W = 14{,}3$ %; $W_г = 8{,}5$ %; $a = 0{,}6$. Найти минерализацию ирригационно-грунтовых вод по уравнению (7.62):

$$C = \frac{3{,}32\,(47 - 14{,}3) + 0{,}09 \cdot 1430 \cdot 0{,}6}{47 - 8{,}5} = 4{,}8 \text{ кг/м}^3.$$

В случае, если подъем уровня грунтовых вод обусловлен лишь инфильтрацией осадков и поливных вод, минерализация ирригационно-грунтовых вод в зоне подъема уровня определяется по уравнению:

$$C = \frac{C_о\,(n - W) + C_a \delta a}{n - W_г} + \frac{H_a C_b \delta a'}{H\,(n - W_г)}, \qquad (7.63)$$

где H_a — мощность зоны аэрации после подъема уровня; H — высота подъема уровня грунтовых вод; C_b — среднее содержание солей в породах зоны аэрации; a' — солеотдача пород зоны аэрации.

Пример 26. В условиях отсутствия фильтрационных потерь из каналов и повышеиия уровня грунтовых вод за счет инфильтрации осадков и поливных вод дано: $C_о = 0{,}3$ кг/м³; $C_b = 0{,}05$ %; $a' = 0{,}5$; $H_a = 1$ м; $H = 2$ м, остальные данные те же, что в примере 25. Найти минерализацию ирригационно-грунтовых вод по уравнеиию (7.63):

$$C = \frac{0{,}3\,(47 - 14{,}3) + 0{,}09 \cdot 1430 \cdot 0{,}6}{47 - 8{,}5} + \frac{1 \cdot 0{,}05 \cdot 1430 \cdot 0{,}5}{2\,(47 - 8{,}5)} = 2{,}7 \text{ кг/м}^3$$

В случае, когда подъем уровня обусловлен одновременно инфильтрацией осадков и поливных вод и фильтрационными потерями из каналов, величина C определяется с помощью следующего уравнения:

$$C = \frac{(\varepsilon C_о + C_г - \varepsilon C_г)\,(n - W) + C_a \delta a}{n - W_г} + \frac{H_a C_b \delta a'}{H\,(n - W_г)}, \qquad (7.64)$$

где $\varepsilon = \dfrac{V_о}{V_о + V_г}$.

Пример 27. Для тех же условий, что в примерах 25, 26, при $\varepsilon = 0{,}3$ найти миинерализацию ирригациоино-грунтовых вод по уравнению (7.64):

$$C = \frac{(0{,}3 \cdot 0{,}3 + 3{,}32 - 0{,}3 \cdot 3{,}32)\,(47 - 14{,}3) + 0{,}09 \cdot 1430 \cdot 0{,}6}{47 - 8{,}5} +$$

$$+ \frac{1 \cdot 0{,}05 \cdot 1430 \cdot 0{,}5}{2\,(47 - 8{,}5)} = 4{,}5 \text{ кг/м}^3.$$

§ 4. Методы физического моделирования

Методологические основы прогнозирования минерализации грунтовых вод в зоне подъема уровня. Концентрация раствора, профильтровавшегося через слой породы, определяется объемом отфильтровавшегося раствора, исходным содержанием солей в почвогрунтах и начальной концентрацией раствора. Экспериментальные исследования показывают, что с увеличением объема раствора, взаимодействующего с породой, его минерализация уменьшается. Уравнение регрессии данного процесса для определенной толщи пород выглядит следующим образом:

$$C = a - bV, \tag{7.65}$$

где C — минерализация раствора; V — объем раствора; a, b — эмпирические коэффициенты. Для элементарного слоя в ряде последовательно расположенных, уравнение (7.65) имеет следующий вид:

$$C_i' = C_i - b_i \Delta V_i, \tag{7.66}$$

где C_i' — концентрация раствора объемом V_i' после взаимодействия с породой; C_i — концентрация раствора, взаимодействующего с породой при $V_i = \frac{mnh_i}{\delta}$; m — масса породы на единицу мощности элементарного слоя; n — открытая пористость; δ — плотность породы; h_i — мощность элементарного слоя; $\Delta V_i = V_i' - \frac{mnh_i}{\delta}$; b_i — эмпирический коэффициент, зависящий от величины исходной концентрации раствора, поступающего в слой.

Минерализация раствора, взаимодействующего с породой, возрастает с увеличением содержания растворенных солей в породах и исходной минерализации раствора в соответствии с уравнением

$$C = k + dC_a + eC_0, \tag{7.67}$$

где C — концентрация раствора, насыщающего толщу пород, при объеме, равном $\frac{mn}{\delta}$; C_a — содержание солей в породах; C_0 — исходная концентрация раствора; k, d, e — эмпирические коэффициенты.

При прохождении раствора через последовательный ряд элементарных слоев концентрация его в любом конечном слое равна:

$$C_i = k + dC_{a_i} + eC_{i-1}. \tag{7.68}$$

Решая совместно уравнения (7.66) и (7.68), получим уравнение, выражающее зависимость концентрации раствора, находящегося после полного насыщения толщи пород в любом последовательно расположенном элементарном слое пород, от объема раствора, взаимодействующего с породой слоя, начальной концентрации раствора, засоленности породы:

$$C_i' = k + dC_{a_i} + eC_{i-1} - b_i \Delta V_i. \qquad (7.69)$$

При $\Delta V_i = 0$, уравнение (7.69) принимает вид уравнения (7.68). Величина b_i, в зависимости от величины C_0, находится из таблицы, составленной на основании экспериментальных данных. Для каждого слоя, начиная со второго, $C_0 = C_{i-1}$.

Средняя концентрация раствора, насыщающего всю толщу пород, содержащую i элементарных слоев, равна:

$$C_{\text{ср}} = \frac{C_1' h_1 + C_2' h_2 + \cdots + C_{i-1}' h_{i-1} + C_i' h_i}{H}, \qquad (7.70)$$

где H — суммарная мощность толщи пород; C' — концентрация раствора, находящегося в элементарном слое мощностью h.

Прогнозная величина минерализации грунтовых вод при поступлении в них фильтрата из зоны аэрации может быть определена по формуле

$$C_{\text{гр}} = \alpha C_{\text{н}} + (1 - \alpha) C', \qquad (7.71)$$

где $C_{\text{гр}}$ — минерализация грунтовых вод в зоне смешения с инфильтрационными водами: $C_{\text{н}}$ — начальная минерализация грунтовых вод; C' — конечная минерализация инфильтрационных вод; α — доля участия бытовых грунтовых вод в зоне подъема их уровня.

В случае подъема уровня грунтовых вод за счет подпора снизу, а не за счет инфильтрации, минерализация верхних слоев может быть определена как конечная по уравнению (7.69), а средняя минерализация грунтовых вод в зоне подъема уровня — по уравнению (7.70). При этом объем воды, проходящей через каждый элементарный слой породы, можно рассчитать по формуле

$$V_i = m \frac{n}{\delta} \left(H - \sum_{i-1}^{1} h_i \right), \qquad (7.72)$$

где V_i — объем воды, проходящей через элементарный слой; m — масса сухой породы на единицу мощности слоя; n — открытая пористость; δ — плотность породы; H — высота подъема уровня; h_i — мощность элементарного слоя.

Если мощность элементарного слоя есть величина постоянная, формулу (7.72) можно представить в следующем виде:

$$V_i = m\frac{n}{\delta}\left(\frac{H}{h} - i + 1\right), \qquad (7.73)$$

где i — номер элементарного слоя в направлении фильтрации.

Методика получения данных для расчетов и прогнозирование минерализации грунтовых вод в зоне подъема уровня. Заключается в исследовании образцов пород, отобранных из зоны аэрации орошаемого массива, с целью получения эмпирических зависимостей между минерализацией раствора, фильтрующегося через породу, его объемом, содержанием солей в породе и первичной концентрацией солей в растворе. Зависимости получают методом корреляционного анализа в виде уравнений регрессии.

Оценка влияния объемов фильтрующейся жидкости на переход солей пород в раствор. Образец породы, полученный из толщи зоны аэрации, смешивается с различным объемом грунтовой воды, смесь хорошо взбалтывается в течение нескольких минут, отстаивается в течение нескольких суток и фильтруется. Фильтрат подвергается химическому анализу. После производства корреляционного анализа выборок значений C и V при условии существенности и линейности связи составляют уравнение регрессии типа (7.65). При этом коэффициент b будет, в свою очередь, зависеть от исходной минерализации раствора. С повышением исходной минерализации величина коэффициента b уменьшается. Составив серию уравнений типа (7.65) при разных минерализациях раствора, используемого для вытяжки из породы, можно получить таблицу зависимости коэффициента b от C_0.

Оценка влияния минерализации исходного раствора и исходной засоленности пород на минерализацию жидкости, фильтрующейся через породу. Из образцов пород разной засоленности, взятых из толщи зоны аэрации, делаются вытяжки солей растворами разной минерализации, но одинакового объема, затем выполняется химический анализ полученных фильтратов. Практически применяется метод так называемых последовательных вытяжек, когда выделяют вытяжку грунтовой водой из образца, взятого в первом (верхнем) слое зоны аэрации; полученным фильтратом обрабатывают образец второго слоя, и так до уровня грунтовых вод. Результаты, сведенные в три выборки, подвергают множественной корреляции, и при условии существенности связей составляют регрессионные уравнения связи между конечной концентрацией раствора, исходной минерализацией грун-

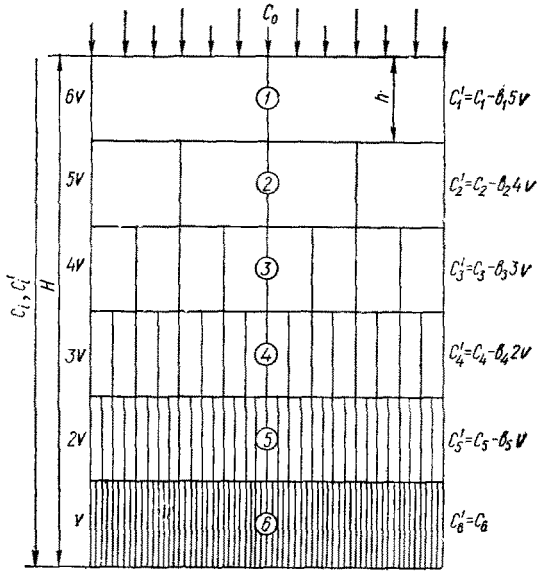


Рис. 48. Схема фильтрации растворов через толщу пород до полного ее насыщения:

1, 2 ... 6 — номера элементарных слоев мощностью h; V — объем воды, взаимодействующей с породой элементарного слоя; C_1, C_2 ... C_i — минерализация фильтратов последовательных вытяжек; C_1', C_2', ... C_i' — величины минерализаций, найденные по уравнению (7.69); C_0 — начальная минерализация раствора.

товых вод и начальной засоленностью пород зоны аэрации типа (7.68). Схема фильтрации растворов через толщу пород приведена на рис. 48.

Интерпретация данных, полученных путем физического моделирования. Минерализация последней из последовательных вытяжек солей грунтовыми водами будет равна минерализации верхнего слоя грунтовых вод в зоне подъема их уровня. Эта величина будет примерно равной, рассчитанной по уравнению (7.68). Уравнение позволяет рассчитать величину C_i при любой промежуточной высоте подъема вод в зоне подъема уровня. Средняя минерализация грунтовых вод в зоне подъема уровня может быть рассчитана при подстановке значений соответствующих величин в уравнение (7.70). При этом значения C_1, C_2, ..., C_i равны минерализациям фильтратов в последовательных вытяжках, если расчет $C_{ср}'$ ведется по слоям, из которых взяты образцы для вытяжек, и рассчитываются по уравнению (7.68). Значения C_1', C_2', ..., C_i' находим из уравнения (7.66), а V_1, V_2, ..., V_i — из уравнения (7.72). При стабилизации уровня грунтовых вод минерализация воды в пределах каждого элементарного слоя может быть определена с помощью уравнения (7.69).

§ 5. Физико-химические аспекты прогнозирования

Прогнозные ионно-солевые составы поровых растворов, получаемые в пределах орошаемых массивов в результате использования уравнений переноса солей, расчета солевого баланса, методами физического моделирования, а также по данным анализа водных вытяжек, с физико-химической точки зрения являются условными (гипотетическими), требующими корректировки в случае невозможности их существования при данных концентрациях ионов, температурах и давлениях.

В приведенных ниже расчетах приняты следующие обозначения. C_0 — минерализация или концентрации отдельных ионов, полученные в результате прогнозирования одним из методов (гипотетический раствор); C_1 — то же, полученное в результате учета влияния явлений отрицательной и положительной адсорбции (первая корректировка ионно-солевого состава); C_2 — то же, полученное в результате выпадения из раствора избытка $CaCO_3$, (вторая корректировка); C_3 — то же, полученное в результате выпадения избытка $MgCO_3$ (третья корректировка); C_4 — то же, полученное в результате выпадения избытка $CaSO_4$ (четвертая корректировка); C_5 — то же, в условиях катионно-обменного равновесия (пятая корректировка); $C_6 = C_к$ — минерализация или концентрации отдельных ионов, полученных в результате выпадения из раствора легкорастворимых солей $NaCl$, Na_2SO_4, $MgCl_2$, $MgSO_4$ (скорректированый раствор). Концентрации ионов и молекул выражены в киломолях на кубометр раствора.

Корректирование гипотетического раствора с учетом основных физико-химических процессов в системе вода — порода — твердая фаза солей выполняется в следующем порядке.

Оценка влияния явлений отрицательной и положительной адсорбции на ионно-солевой состав гипотетического порового раствора. Учет влияния отрицательной адсорбции на ионно-солевой состав прогнозного раствора выполняется в соответствии с уравнением

$$[Cl^-]_1 = [Cl^-]_0 \frac{W - W_г}{W - W_г - W_{нв}}, \qquad (7.74)$$

где W, $W_г$ — наблюдаемая и гигроскопическая влажности расчетного слоя почвогрунтов; $W_{нв}$ — нерастворяющая влажность расчетного слоя; $W_{нв} = \frac{W^р_{нв}(W - W_г)}{W_п - W_г}$; $W_п$ — полная влагоемкость почвогрунтов; $W^р_{нв}$ — расчетная нерастворяющая влаж-

ность при влажности, равной $W_п$; $W^р_{нв} = V_{но}\delta 10^5$; δ — плотность раствора; $V_{но}$ — нерастворяющий объем, рассчитывается в соответствии с методикой, приведенной в § 6 главы 3.

Допуская, что величины положительной и отрицательной адсорбции примерно равны, концентрация ионов кальция регулируется состоянием карбонатно-кальциевой системы, а степень адсорбции ионов натрия, калия и магния пропорциональна их начальным содержаниям в эквивалентной форме, влияние положительной адсорбции на концентрации этих ионов в гипотетическом растворе можно оценить с помощью следующих эмпирических формул:

$$[Na^+]_1 = [Na^+]_0 + ([Cl^-]_1 - [Cl^-]_0)\frac{[Na^+]_0}{[Na^+]_0 + 2[Mg^{2+}]_0 + [K^+]_0}; \quad (7.75)$$

$$[Mg^{2+}]_1 = [Mg^{2+}]_0 + ([Cl^-]_1 - [Cl^-]_0)\frac{[Mg^{2+}]_0}{[Na^+]_0 + 2[Mg^{2+}]_0 + [K^+]_0} \quad (7.76)$$

и

$$[K^+]_1 = [K^+]_0 + ([Cl^-]_1 - [Cl^-]_0)\frac{[K^+]_0}{[Na^+]_0 + 2[Mg^{2+}]_0 + [K^+]_0}. \quad (7.77)$$

В связи с наличием в почвогрунтах явлений отрицательной и положительной адсорбции состав реального порового раствора в любой точке порового пространства подчиняется закономерности

$$K \gtreqless A, \quad (7.78)$$

где K, A — соответственно суммы катионов и анионов в растворе, кг-экв/м^3.

Вблизи частиц почвогрунта с приближением к ним левая часть выражения (7.78) возрастает, а правая уменьшается, и наоборот.

Оценка гипотетического порового раствора на возможность его существования.

Оценка состояния карбонатно-кальциевой системы. Выполняется в соответствии с выражением

$$\frac{f^2_{HCO_3^-}[HCO_3^-]_1^2 f_{Ca^{2+}}[Ca^{2+}]_1}{[CO_2]} \gtreqless \frac{K_{H_2CO_3}}{K_{HCO_3^-}} L_{CaCO_3} = K, \quad (7.79)$$

где $[CO_2]$ — средняя концентрация свободного диоксида углерода в водах расчетной толщи почвогрунтов; $f_{HCO_3^-}$, $f_{Ca^{2+}}$, $K_{H_2CO_3}$, $K_{HCO_3^-}$ — коэффициенты активности ионов в растворе C_1 и константы диссоциации угольной кислоты; L_{CaCO_3} — произведение растворимости $CaCO_3$. Существование данных концентраций ионов кальция и гидрокарбонатов в растворе возможны,

если левая часть выражения (7.79) меньше или равна правой; в противном случае из раствора будет осаждаться $CaCO_3$.

Оценка состояния карбонатно-магниевой системы. Выполняется в соответствии с выражением

$$\frac{f^2_{HCO_3^-}[HCO_3^-]_2^2 f_{Mg^{2+}}[Mg^{2+}]_2}{[CO_2]} \gtreqless \frac{K_{H_2CO_3}}{K_{HCO_3^-}} L_{MgCO_3} = K, \quad (7.80)$$

где $f_{HCO_3^-}$ и $f_{Mg^{2+}}$ — коэффициенты активности ионов в растворе C_2; L_{MgCO_3} — произведение растворимости карбоната магния.

Концентрации $[Mg^{2+}]_2$ и $[HCO_3^-]_2$ в растворе реальны в тех случаях, когда левая часть выражения (7.80) меньше или равна правой, в противном случае из раствора будет осаждаться $MgCO_3$.

Оценка состояния сульфатно-кальциевой системы. Выполняется в соответствии с выражением

$$f_{Ca^{2+}}[Ca^{2+}]_3 f_{SO_4^{2-}}[SO_4^{2-}]_3 \lesseqgtr L_{CaSO_4}, \quad (7.81)$$

где $f_{Ca^{2+}}$, $f_{SO_4^{2-}}$, L_{CaSO_4} — коэффициенты активности ионов в растворе C_3 и произведение растворимости $CaSO_4$. В случае, если после подстановки в выражение (7.81) величин $[Ca^{2+}]_3$ и $[SO_4^{2-}]_3$ левая часть будет больше правой, то из гипотетического раствора будет осаждаться гипс; в нных случаях существование в растворе данных количеств ионов кальция и сульфатных ионов возможно.

Оценка состояния системы поровый раствор — обменный комплекс. Используются выражения:

$$\frac{[xNa^+]^2 f_{Ca^{2+}}[Ca^{2+}]_4}{[xCa^{2+}] f^2_{Na^+}[Na^+]_4^2} \gtreqless K; \quad \frac{[xK^+]^2 f_{Mg^{2+}}[Mg^{2+}]_4}{[xMg^{2+}] f^2_{K^+}[K^+]_4^2} \gtreqless K, \quad (7.82)$$

где $f_{Ca^{2+}}$, $f_{Mg^{2+}}$, f_{Na^+}, f_{K^+} — коэффициенты активности ионов в растворе C_4; $[xCa^{2+}]$, $[xMg^{2+}]$, $[xNa^+]$, $[xK^+]$ — концентрации ионов в обменном комплексе пород, кмоль/1000 кг; K — константа равновесия катионного обмена.

В случае, если левая часть выражения (7.82) больше правой, раствор склонен к обмену ионов кальция на натрий и наоборот, если левая часть меньше правой.

Оценка состояния системы поровый раствор — твердая фаза легкорастворимых солей. Выполняется аналогично оценке, приведенной в § 5 главы 4, после подстановки $\Sigma_И = \Sigma^5_И$.

Расчет распределения солей в гипотетическом растворе на твердую и жидкую фазы.

Корректирование ионно-солевого состава раствора с учетом выпадения избытка мало- и среднерастворимых солей ($CaCO_3$, $MgCO_3$, $CaSO_4$). В случае, если раствор после первой корректировки ионно-солевого состава склонен к отложениям твердой фазы карбоната кальция, расчет равновесной концентрации гидрокарбонатных ионов производится путем решения относительно $[HCO_3^-]_2$ уравнения (7.83):

$$[HCO_3^-]_2^3 + (2[Ca^{2+}]_1 - [HCO_3^-]_1)[HCO_3^-]_2^2 + \frac{[HCO_3^-]_2}{K_{ср} f_{ср}} - \frac{2[CO_2] + [HCO_3^-]_1}{K_{ср} f_{ср}} = 0, \quad (7.83)$$

где $K_{ср} = \frac{K_{HCO_3^-}}{K_{H_2CO_3} L_{CaCO_3}}$; $f_{ср} = f^2_{HCO_3^-} f_{Ca^{2+}}$ — средние константы диссоциации и коэффициенты активности ионов в растворе C_1. Равновесные концентрации ионов кальция будут равны:

$$[Ca^{2+}]_2 = [Ca^{2+}]_1 - 0{,}5([HCO_3^-]_1 - [HCO_3^-]_2). \quad (7.84)$$

Количество карбоната кальция, выпавшего из раствора в результате второй корректировки, равно:

$$CaCO_3 = 0{,}5([HCO_3^-]_1 - [HCO_3^-]_2). \quad (7.85)$$

Если после второй корректировки раствор склонен к отложению карбоната магния, величины концентраций $[HCO_3^-]_3$ и $[Mg^{2+}]_3$ рассчитываются по уравнениям (7.83) и (7.84), в которых концентрации ионов кальция замены на концентрации ионов магния, а величины $f_{ср}$ и $K_{ср}$ в растворе C_2 равны: $f_{ср} = f^2_{HCO_3^-} f_{Mg^{2+}}$; $K_{ср} = \frac{K_{HCO_3^-}}{K_{H_2CO_3} L_{MgCO_3}}$. Количество карбонатов магния, выпавшего из раствора после третьей корректировки, определяют по формуле

$$MgCO_3 = 0{,}5([HCO_3^-]_2 - [HCO_3^-]_3). \quad (7.86)$$

Если после третьей корректировки раствор содержит избыток сульфата кальция, равновесные концентрации ионов кальция и сульфатных ионов определяют по уравнениям:

$$[Ca^{2+}]_4 = [Ca^{2+}]_3 - CaSO_4 \quad (7.87)$$

и

$$[SO_4^{2-}]_4 = [SO_4^{2-}]_3 - CaSO_4. \quad (7.88)$$

Избыток сульфата кальция находится по уравнению (7.89):

$$CaSO_4 = 0{,}5\,([Ca^{2+}]_3 + [SO_4^{2-}]_3 - \sqrt{([Ca^{2+}]_3 - [SO_4^{2-}]_3)^2 + 4[Ca^{2+}]_3^p[SO_4^{2-}]_3^p}), \quad (7.89)$$

где $[Ca^{2+}]_3^p[SO_4^{2-}]_3^p$ — произведение равновесных концентраций в растворе C_3; находится из выражения (7.81) при равенстве его частей.

Корректирование ионно-солевого состава раствора приведением в равновесное состояние системы раствор — обменный комплекс почвогрунтов. Выполняется путем выравнивания левой и правой частей выражений (7.82) с помощью приближения значений $[Ca^{2+}]_4$ и $[Na^+]_4$ к равновесным методом подстановки: $[Ca^{2+}]_4 \rightarrow [Ca^{2+}]_5^p = [Ca^{2+}]_5$; $[Na^+]_4 \rightarrow [Na^+]_5^p = [Na^+]_5$; аналогичная операция выполняется для $[Mg^{2+}]_4$ и $[K^+]_4$.

Корректирование ионно-солевого состава раствора с учетом выпадения избытка легкорастворимых солей ($NaCl$, Na_2SO_4, $MgCl_2$, $MgSO_4$). Выполняется путем осаждения избытка легкорастворимых солей, методика которого приведена в § 5 главы 4; при этом принимается, что $\sum_и = \sum_и^5$, $\sum_и^p = \sum_и^6$. Ионно-солевой состав раствора $C_x = C_6 = C_к$ после перевода концентраций из кг-экв/м^3 в кмоль/м^3 является конечным скорректированным, близким к реальному в данных условиях.

Расчет ионно-солевого состава порового раствора по данным анализа водной вытяжки. Методика корректирования ионно-солевого состава гипотетических поровых растворов может быть использована при расчётах состава почвенных растворов при наличии данных об ионном составе водной вытяжки, физических, физико-химических и водно-физических показателях почвогрунтов. При этом гипотетический ионно-солевой состав почвенного раствора при любой влажности почвогрунтов определяется по формулам:

$$C_0 = \frac{C_b \delta a}{W - W_г}; \quad C_0 = \frac{C_b' n a}{(W - W_г)10}; \quad C_0 = \frac{C_b'' \delta M a}{(W - W_г)\,z}; \quad (7.90)$$

где C_0 — минерализация или весовая концентрация отдельных ионов в гипотетическом почвенном растворе; C_b, C_b', C_b'' — минерализация или концентрация отдельных ионов в водной вытяжке, соответственно в %, кг/м^3, кг-экв/100 кг почвы; δ — плотность почвогрунта; W — наблюдаемая при взятии пробы почвогрунта влажность; $W_г$ — максимальная гигроскопическая

влажность почвогрунта; M — ионная масса химического ингредиента; z — валентность иона; n — соотношение жидкой и твердой фаз в водной вытяжке; a — солеотдача пород, доли единицы.

Основной предпосылкой расчетов является положение о том, что все легкорастворимые соли практически растворяются при влажности почвы, равной полной полевой (*ППВ*) или наименьшей влагоемкости (*НВ*). При меньшей влажности часть легкорастворимых солей находится в твердой фазе. Экспериментальные данные подтверждают, что даже при очень сильной засоленности пород (1,975%) все легкорастворимые соли переходят в почвенный раствор (табл. 38). Слабо

38. Распределение солей в колонке породы после насыщения ее водой до наименьшей (полевой) влагоемкости, %
(тяжелый суглинок, засоленность по сумме солей 1,975 %, по хлору — 0,195 % (П. С. Панин, 1968)

Глубина, см	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	Влажность, %	Сухой остаток
0—5	0,002	0,069	0,009	53,8	0,188
5—10	»	0,080	0,013	43,0	0,250
10—15	»	0,105	0,011	43,4	0,200
15—20	0,009	0,123	0,009	41,6	0,220
20—30	0,012	0,120	»	41,1	0,260
30—40	0,003	0,057	»	40,2	0,716
40—50	0,002	0,053	»	39,0	1,350
50—60	0,003	0,066	0,013	32,7	1,334
60—70	0,014	0,093	0,042	28,0	1,436
70—80	0,033	0,098	0,103	28,6	2,296
80—90	0,038	0,050	0,376	28,7	5,116
90—100	0,036	0,063	0,768	25,6	6,820
0—100	0,015	0,074	0,195	35,5	1,975

и среднерастворимые соли (карбонаты, гипсы) в поровый раствор переходят лишь частично; это же касается ионов, находящихся в обменном комплексе почв и пород. При этом соли, переходящие в почвенный раствор после полного насыщения почвы водой, названы первичными, а соли, переходящие в почвенный раствор и выносящиеся с промывными водами сверх максимальных количеств, какие содержались в почвенном растворе при наименьшей влагоемкости почвы,— вторичными (табл. 39). Вторичные соли образуются в результате перехода в раствор слабо- и среднерастворимых солей, находящихся в твердой фазе, а также при образовании в растворе сравнительно незначительного количества легкорастворимых солей в результате ионно-обменных реакций.

39. Состав первичных и вторичных солей, вымываемых из почв
(П. С. Панин, 1968)

Тип засоления	Соли	
	первичные	вторичные
Хлоридное	$NaCl$, $CaCl_2$, $MgCl_2$, $CaSO_4$, $NaHCO_3$, $Ca(HCO_3)_2$	$MgCl_2$, $NaCl$, $MgSO_4$, Na_2SO_4, $NaHCO_3$, $CaSO_4$, $Ca(HCO_3)_2$
Сульфатно-хлоридное	$MgCl_2$, $NaCl$, $CaSO_4$, $MgSO_4$, $Ca(HCO_3)_2$, $NaHCO_3$	$NaCl$, $MgSO_4$, Na_2SO_4, $NaHCO_3$, $CaSO_4$
Хлоридно-сульфатное и сульфатное	$NaCl$, $CaSO_4$, $MgSO_4$, Na_2SO_4, $Ca(HCO_3)_2$	Na_2SO_4, $MgSO_4$, $NaHCO_3$, Na_2CO_3, $CaSO_4$, $Ca(HCO_3)_2$
Содово-сульфатное	$NaCl$, $MgSO_4$, Na_2SO_4, $CaSO_4$, $Ca(HCO_3)_2$, $NaHCO_3$, Na_2CO_3	$NaHCO_3$, Na_2CO_3, $Ca(HCO_3)_2$, $CaCO_3$

Расчет концентраций химических ингредиентов в ионно-молекулярном или ионно-солевом поровом растворе. Поскольку в растворах соли присутствуют в виде простых ионов, комплексных ионов и молекул, о чем указывалось в главе 3, концентрации химических ингредиентов, представленных диссоциированными и недиссоциированными частицами, в скорректированном поровом растворе могут быть определены путем расчетов, основанных на теоретических положениях об ионных равновесиях. Раствор, в котором известны истинные состояния растворенных в растворителе веществ, называется ионно-молекулярным или ионно-солевым. Концентрации молекул, простых и комплексных ионов в поровых ионно-молекулярных растворах рассчитываются с помощью следующих уравнений:

$$[Ca^{2+}] = Ca^{2+} : \left(1 + \frac{CO_3^{2-}}{pK_1} + \frac{HCO_3^-}{pK_2} + \frac{SO_4^{2-}}{pK_3}\right);$$

$$[CaHCO_3^+] = \left[Ca^{2+} : \left(1 + \frac{pK_2}{HCO_3^-} + \frac{CO_3^{2-}}{pK_1} \cdot \frac{pK_2}{HCO_3^-} + \frac{SO_4^{2-}}{pK_3} \times \right.\right.$$
$$\left.\left. \times \frac{pK_2}{HCO_3^-}\right)\right] + \left[HCO_3^- : \left(1 + \frac{pK_2}{Ca^{2+}} + \frac{Mg^{2+}}{pK_5} \cdot \frac{pK_2}{Ca^{2+}}\right)\right];$$

$$[CaCO_3^0] = \left[Ca^{2+} : \left(1 + \frac{pK_1}{CO_3^{2-}} + \frac{HCO_3^-}{pK_2} \cdot \frac{pK_1}{CO_3^{2-}} + \frac{SO_4^{2-}}{pK_3} \cdot \frac{pK_1}{CO_3^{2-}}\right)\right] +$$
$$+ \left[CO_3^{2-} : \left(1 + \frac{pK_1}{Ca^{2+}} + \frac{Mg^{2+}}{pK_4} \cdot \frac{pK_1}{Ca^{2+}} + \frac{Na^+}{pK_7} \cdot \frac{pK_1}{Ca^{2+}}\right)\right];$$

$$[CaSO_4^0] = \left[Ca^{2+} : \left(1 + \frac{pK_3}{SO_4^{2-}} + \frac{HCO_3^-}{pK_2} \cdot \frac{pK_3}{SO_4^{2-}} + \frac{CO_3^{2-}}{pK_1} \cdot \frac{pK_3}{SO_4^{2-}}\right)\right] +$$

$$+ \left[SO_4^{2-} : \left(1 + \frac{pK_3}{Ca^{2+}} + \frac{Na^+}{pK_8} \cdot \frac{pK_3}{Ca^{2+}} + \frac{Mg^{2+}}{pK_6} \cdot \frac{pK_3}{Ca^{2+}}\right)\right];$$

$$[Mg^{2+}] = Mg^{2+} : \left(1 + \frac{CO_3^{2-}}{pK_4} + \frac{HCO_3^-}{pK_5} - \frac{SO_4^{2-}}{pK_6}\right);$$

$$[MgHCO_3^+] = \left[Mg^{2+} : \left(1 + \frac{pK_5}{HCO_3^-} + \frac{CO_3^{2-}}{pK_1} \cdot \frac{pK_5}{HCO_3^-} + \frac{SO_4^{2-}}{pK_6} \times\right.\right.$$

$$\left.\left. \times \frac{pK_5}{HCO_3^-}\right)\right] + \left[HCO_3^- : \left(1 + \frac{pK_5}{Mg^{2+}} + \frac{Ca^{2+}}{pK_2} \cdot \frac{pK_5}{Mg^{2+}}\right)\right];$$

$$[MgCO_3^0] = \left[Mg^{2+} : \left(1 + \frac{pK_4}{CO_3^{2-}} + \frac{HCO_3^-}{pK_5} \cdot \frac{pK_4}{CO_3^{2-}} + \frac{SO_4^{2-}}{pK_6} \cdot \frac{pK_4}{CO_3^{2-}}\right)\right] +$$

$$+ \left[CO_3^{2-} : \left(1 + \frac{pK_4}{Mg^{2+}} + \frac{Ca^{2+}}{pK_1} \cdot \frac{pK_4}{Mg^{2+}} + \frac{Na^+}{pK_7} \cdot \frac{pK_4}{Mg^{2+}}\right)\right];$$

$$[MgSO_4^0] = \left[Mg^{2+} : \left(1 + \frac{pK_6}{SO_4^{2-}} + \frac{HCO_3^-}{pK_5} \cdot \frac{pK_6}{SO_4^{2-}} + \frac{CO_3^{2-}}{pK_4} \cdot \frac{pK_6}{SO_4^{2-}}\right)\right] +$$

$$+ \left[SO_4^{2-} : \left(1 + \frac{pK_6}{Mg^{2+}} + \frac{Ca^{2+}}{pK_3} \cdot \frac{pK_6}{Mg^{2+}} + \frac{Na^+}{pK_8} \cdot \frac{pK_6}{Mg^{2+}}\right)\right];$$

$$[Na^+] = Na^+ : \left(1 + \frac{CO_3^{2-}}{pK_7} + \frac{SO_4^{2-}}{pK_8}\right);$$

$$[NaCO_3^-] = \left[Na^+ : \left(1 + \frac{pK_7}{CO_3^{2-}} + \frac{SO_4^{2-}}{pK_8} \cdot \frac{pK_7}{CO_3^{2-}}\right)\right] +$$

$$+ \left[CO_3^{2-} : \left(1 + \frac{pK_7}{Na^+} + \frac{Ca^{2+}}{pK_1} \cdot \frac{pK_7}{Na^+} + \frac{Mg^{2+}}{pK_4} \cdot \frac{pK_7}{Na^+}\right)\right];$$

$$[NaSO_4^-] = \left[Na^+ : \left(1 + \frac{pK_8}{SO_4^{2-}} + \frac{CO_3^{2-}}{pK_7} \cdot \frac{pK_8}{SO_4^{2-}}\right)\right] +$$

$$+ \left[SO_4^{2-} : \left(1 + \frac{pK_8}{Na^+} + \frac{Ca^{2+}}{pK_3} \cdot \frac{pK_8}{Na^+} + \frac{Mg^{2+}}{pK_6} \cdot \frac{pK_8}{Na^+}\right)\right];$$

$$[SO_4^{2-}] = SO_4^{2-} : \left(1 + \frac{Ca^{2+}}{pK_3} + \frac{Mg^{2+}}{pK_6} + \frac{Na^+}{pK_8}\right); \qquad (7.91)$$

$$[CO_3^{2-}] = CO_3^{2-} : \left(1 + \frac{Ca^{2+}}{pK_1} + \frac{Mg^{2+}}{pK_4} + \frac{Na^+}{pK_7}\right);$$

$$[HCO_3^-] = HCO_3^- : \left(1 + \frac{Ca^{2+}}{pK_2} + \frac{Mg^{2+}}{pK_5}\right);$$

$$[Cl^-] = Cl^-,$$

где $[Ca^{2+}]$, $[CaHCO_3^-]$, $[CaCO_3^0]$ и т. д. — расчетные концентрации ионов и молекул в кмоль/м^3; Ca^{2+}, Mg^{2+}, SO_4^{2-} и т. д.—

аналитические (условные) концентрации ионов в кмоль/м^3; pK_1, pK_2, pK_3 и т. д.— отрицательные логарифмы констант диссоциации молекул и комплексных ионов ($pK_{CaCO_3^0}$; $pK_{CaHCO_3^+}$; $pK_{CaSO_4^0}$; $pK_{MgCO_3^0}$; $pK_{MgHCO_3^+}$; $pK_{MgSO_4^0}$; $pK_{NaCO_3^-}$; $pK_{NaSO_4^-}$).

Аналитические (условные) концентрации ионов в растворе представляют собой суммы простых ионов данного типа, комплексных ионов и молекул, куда входит данный ион. Например:

$$Ca^{2+} = Ca^{2+} + CaHCO_3^+ + CaCO_3^0 + CaSO_4^0 \text{ или}$$
$$SO_4^{2-} = SO_4^{2-} + CaSO_4^0 + MgSO_4^0 + NaSO_4^-.$$

Для перевода расчетных концентраций простых ионов из молярной формы в весовую используется формула

$$[И] = [И^1]\, M_И, \tag{7.92}$$

где $M_И$ — молекулярная масса иона, [И], [И^1] — соответственно весовая и молярная концентрация ионов.

Для комплексных ионов и молекул подобный перевод осуществляется по формуле

$$[И] = АM_А + БM_Б, \tag{7.93}$$

где А, Б — выражения, взятые в квадратные скобки в правой части расчетных уравнений; $M_А$, $M_Б$ — молекулярные массы делимые в правой части уравнений.

Пример 28. $$[CaSO_4^0] = \left[Ca^{2+} : \left(1 + \frac{pK_3}{SO_4^{2-}} + \frac{HCO_3^-}{pK_2} \cdot \frac{pK_3}{SO_4^{2-}} + \frac{CO_3^{2-}}{pK_1} \cdot \frac{pK_3}{SO_4^{2-}}\right)\right] M_{Ca^{2+}} + \left[SO_4^{2-} : \left(1 + \frac{pK_3}{Ca^{2+}} + \frac{Na^+}{pK_8} \cdot \frac{pK_3}{Ca^{2+}} + \frac{Mg^{2+}}{pK_6} \times \frac{pK_3}{Ca^{2+}}\right)\right] M_{SO_4^{2-}}.$$

Отрицательные логарифмы констант диссоциации молекул и комплексных ионов рассчитываются по формуле

$$pK_{АБ} = pK^0_{АБ} \frac{f_А f_Б}{f_{АБ}}, \tag{7.94}$$

где $pK^0_{АБ}$ — отрицательные логарифмы термодинамических констант диссоциации ионной пары АБ, находятся по табл. 40; $f_А$, $f_Б$, $f_{АБ}$ — коэффициенты активности ионов и ионной пары в данном растворе.

40. Отрицательные логарифмы термодинамических констант диссоциации наиболее распространенных в природных водах молекул и комплексных ионов (Р. М. Гаррельс, Ч. Л. Крайст, 1968)

Катионы	Анионы			
	OH^-	HCO_3^-	CO_3^{2-}	SO_4^{2-}
H^+	14,0	6,4	10,33	2
K^+	—	—	—	0,96
Na^+	—0,7	—0,25	1,27	0,72
Ca^{2+}	1,30	1,26	3,2	2,31
Mg^{2+}	2,58	1,16	3,4	2,36

Примечание: величины констант диссоциации рассчитываются по формуле $K = 10^{-pK}$

Для поровых растворов с ионной силой, не превышающей 0,8—0,9, отрицательный логарифм констант диссоциации молекул и комплексных ионов может быть определен по уравнению

$$pK = pK^0 - z^2 A \frac{\sqrt{\mu}}{1 + \mathring{a} B \sqrt{\mu}} + 0{,}2\mu, \qquad (7.95)$$

где pK^0 — отрицательный логарифм термодинамической константы диссоциации; z — валентность иона или ионов в молекуле; μ — ионная сила раствора; эмпирические константы A и B находятся в табл. 24; $\mathring{a}$ — эффективный диаметр или средний диаметр ионов в молекуле (приведены в табл. 25).

Пример 29. Найти истинную концентрацию сульфатных ионов в поровом растворе почвогрунтов с сульфатным типом засоления (см. табл. 45).

1. Найти ионную силу раствора по формуле (4.17):

$$\mu = 0{,}5\,(0{,}027 + 2 \cdot 0{,}14 + 0{,}022 + 2 \cdot 0{,}022 + 2 \cdot 0{,}076 + 0{,}092) = 0{,}31.$$

2. Найти отрицательные логарифмы констант диссоциации сульфатосодержащих молекул и комплексных ионов по формуле (7.95) с использованием табл. 40:

$$pK_{CaSO_4^0} = 2{,}31 - \frac{4 \cdot 0{,}5085 \sqrt{0{,}31}}{1 + 5 \cdot 10^{-8} \cdot 0{,}3281 \cdot 10^8 \sqrt{0{,}31}} = 1{,}72;$$

$$pK_{MgSO_4^0} = 1{,}77; \quad pK_{NaSO_4^-} = 0{,}56.$$

3. Найти концентрацию сульфатных ионов по уравнению (7.91):

$$[SO_4^{2-}] = 0{,}07 : \left(1 + \frac{0{,}011}{1{,}72} + \frac{0{,}038}{1{,}77} + \frac{0{,}092}{0{,}56}\right) = 0{,}0587 \text{ кмоль/м}^3 = 5{,}64 \text{ кг/м}^3.$$

4. Найти количество сульфатных ионов, входящих в состав молекул ($CaSO_4^0$, $MgSO_4^0$) и комплексного иона $NaSO_4^-$:

$$6{,}73 - 5{,}64 = 1{,}09 \text{ кг/м}^3.$$

Список литературы

Аверьянов С. Ф. Борьба с засолением орошаемых земель. М.: Колос, 1978. 288 с.

Барон В. А., Плаиии Ю. Г. Прогиоз многолетнего режима минерализации поровых вод при орошеиии. М.: Недра, 1974. 87 с.

Васильев С. В., Веригии Н. Н. Нестационарный солевой режим груитовых вод, обусловленный изменением состава воды в оросительной сети.— Тр. Ии-та ВОДГЕО, 1975, вып. 54, с. 80—84.

Веригин Н. Н. и др. Методы прогноза солевого режима грунтов и грунтовых вод. М.: Колос, 1979. 336 с.

Горев Л. Н. Расчет солевого состава поровых растворов в почвогруитах.— Вестн. Киев. уи-та Сер. геогр., 1982, вып. 24, с. 46—52.

Кашкарев О. Д. Графические расчеты солевых систем . Л.: Госхимиздат, 1960. 439 с.

Количественные методы в мелиорации засоленных почв. Алма-Ата: Наука, 1974. 174 с.

Лыков А. В. Теорня теплопроводности. М.: Высшая школа, 1967. 599 с.

Миикин М. Б., Ендовицкий А. П., Левченко В. М. Ассоциация ионов в почвенных растворах.— Почвоведение, 1977, № 2, с. 49—58.

Новикова А. В. Прогнозирование вторичного засолеиия почв при орошении. К: Урожай, 1975. 184 с.

Паиин П. С. Процессы солеотдачи в промываемых толщах почв. Новосибирск: Наука, 1968. 303 с.

Парфенова Н. И. Методика анализа гидрохимического режима грунтовых вод в связи с его прогнозом при орошеиии. М.: Изд-во Мингеологии СССР, 1971. 155 с.

Пеньковский В. И. Прогноз водно-солевого режима на орошаемых территориях. Новосибирск: Наука, 1975, с. 101—113.

Перельмаи Ф. М. Прогноз растворимости в водио-солевых системах. М.: Знание, 1972. 31 с.

Посыпайко В. И. Методы исследования многокомпонентных солевых систем. М.: Наука, 1978. 255 с.

Примеиеиие математических методов для исследования многокомпонентных систем. М.: Металлургия, 1974. 174 с.

Рекс Л. М. Прогноз переноса солей.— Гидротехиика и мелиорация, 1972, № 10, с. 60—65.

Шестаков В. М. О постановке теоретических исследоваиий процессов засоления и рассоления иа орошаемых территориях.— В кн.: Теория и практика борьбы с засолением орошаемых земель. М.: Колос, 1971, с. 46—48.

Эмде Ф., Янке Е. Таблицы фуикций. М.: Гостехиздат, 1948. 420 с.

Глава 8

ЗАСОЛЕНИЕ ПОЧВОГРУНТОВ И МЕТОДЫ БОРЬБЫ С НИМ

§ 1. Естественное и вторичное засоление почвогрунтов

Под *естественным засолением почвогрунтов* понимают накопление легкорастворимых солей в верхней двухметровой толще пород зоны аэрации, происходящее в условиях недостаточного увлажнения в результате испарения поровых

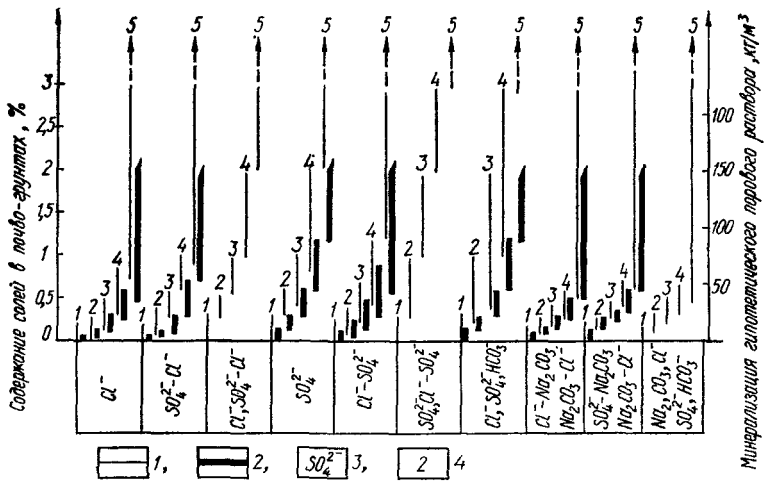


Рис. 49. Сравнительная оценка засоленности почвогрунтов по суммам растворимых и токсичных солей:

1 — засоленность почвогрунтов по сумме растворимых солей; *2* — по сумме токсичных солей; *3* — тип засоления почвогрунтов; *4* — степень засоленности почвогрунтов (*1* — незасоленные, *2* — слабозасоленные, *3* — среднезасоленные, *4* — сильнозасоленные, *5* — очень сильнозасоленные).

растворов капиллярной каймы грунтовых вод. Необходимым условием засоления почвогрунтов является превышение уровня капиллярной каймы над уровнем ее испарения (см. рис. 35). К засоленным относятся почвогрунты, которые содержат хотя бы в одном горизонте легкорастворимые соли в количестве, превышающем их пороги токсичности для сельскохозяйственных культур, в пределах двухметровой толщи.

В соответствии с существующими классификациями суммарная и сравнительная оценки степени засоления почв по сумме растворимых и токсичных солей (в % от веса почвы и в кг/м³ гипотетического порового раствора) при $W_{нв} - W_г = 18$ % и $\delta = 1300$ кг/м³ приведены на рис. 49.

Под *вторичным засолением* понимается быстрая потеря плодородия почв вследствие накопления солей в верхнем двухметровом слое, что происходит в результате подъема уровня грунтовых вод выше предельно допустимого (за счет фильтрационных потерь ирригационных вод при орошении). Вторичное засоление происходит на фоне естественно засоляющихся или рассоляющихся почвогрунтов. В. А. Ковда (1946) рассматривает три случая сочетания вторичного и естественного засолений: а) наложение вторичного засоления на естественно засоляющиеся почвогрунты. В этом случае происходит

усиление естественного засоления; образуются почвы и грунтовые воды крайних степеней засоленности хлоридного и сульфатно-хлоридного типов; б) наложение вторичного засоления на почвогрунты, в той или иной степени остаточно засоленные. Химизм вторичного засоления определяется составом остаточных солей и будет иметь преимущественно сульфатный характер; в) наложение вторичного засоления на глубоко рассоленные почвогрунты. Характер вторичного засоления всецело зависит от химического состава ирригационных вод.

§ 2. Понятие о порогах токсичности солей

Под порогами токсичности (*ПТ*) следует понимать такие концентрации определенных солей или ионов в почве или почвенном растворе, выше которых начинается угнетение растений. Следует различать порог токсичности по сумме растворимых солей, сумме токсичных солей, отдельным солям и ионам. Величина *ПТ* зависит от многих факторов, однако основными являются тип засоления и водный режим почвы. Между *ПТ*, определяемым по засоленности почвы, и *ПТ*, определяемым по концентрации порового раствора, существует следующая зависимость:

$$C_1^* = \frac{C_2^* (W_{нв} - W_г)}{\delta} + C_з, \qquad (8.1)$$

где C_1^* — *ПТ* по засоленности пород, %; C_2^* — *ПТ* по концентрации ионов в поровом растворе, кг/м^3; $C_з$ — количество солей, находящихся в породах в твердой фазе, %; $W_{нв}$ — наименьшая (полевая) влагоемкость пород; $W_г$ — максимальная гигроскопичность; δ — плотность породы.

Количественно величины C_1^* и C_2^* оцениваются по нижнему пределу засоленности почвогрунтов или концентрации ионов в поровых растворах слабозасоленных пород при влажности, равной наименьшей (полевой) влагоемкости. Поскольку соли являются токсичными для растений лишь в растворенном состоянии, величины C_2^* являются абсолютными, а величины C_1^* — относительными, зависящими в условиях одного типа засоленности от плотности породы и ее влажности. Наибольшую ценность имеют данные об ионно-солевом составе поровых растворов, которые позволяют непосредственно оценивать токсичность почвы в данный момент времени. Однако на практике, в связи со сложностью определения состава поровых растворов, величины концентраций солей в них, так же

как и величины порогов токсичности, находятся из уравнения (8.2):

$$C_2^* = \frac{C_1^* \delta}{W_{нв} - W_г} - C_3, \qquad (8.2)$$

где величина C_3 в кг/м^3 определяется с помощью расчетов, приведенных в § 5 главы 7, и переводится в %.

Абсолютные величины C_2^* определяются экспериментально для различных видов культурных растений. В зависимости от солеустойчивости растений величина C_2^* может существенно колебаться при прочих равных условиях (солевой состав пород, водный режим, температура и др.). Например, величина C_2^* для орошаемых почв юга Украины в зависимости от солевыносливости сельскохозяйственных культур при хлоридном и сульфатно-хлоридном типах засоления пород колеблется от 3 до 18 кг/м^3.

Величины *ПТ* по сумме растворимых солей, в зависимости от типа засоленности почв, по данным разных авторов, изменяются от 0,05 до 0,3 %. Эти величины получены экспериментально для почвогрунтов с влажностью, равной наименьшей (полевой) влагоемкости. *ПТ* по сумме растворимых солей в гипотетическом (условном) поровом растворе $C_г^*$, кг/м^3, определены по формуле

$$C_г^* = \frac{C_1^* \delta}{W_{нв} - W_г}. \qquad (8.3)$$

При этом для степной зоны УССР приняты следующие усредненные характеристики: $\delta = 1300$ кг/м^3, $W_{нв} = 27$ %, $W_г = 9$ %.

В литературе имеются данные о величинах C_1^* и $C_г^*$ для различных типов засоленности почвогрунтов. По сумме токсичных солей (без учета карбонатов кальция, магния и сульфатов кальция) *ПТ* несколько снижается, изменяясь от 0,03 до 0,15 % — по засоленности пород и от 2,2 до 11 кг/м^3 — по концентрации солей в условных гипотетических поровых растворах в зависимости от типов засоленности пород.

Предельно допустимые концентрации токсичных ионов на разных стадиях развития растений могут иметь разные значения, однако величины *ПТ* лимитируются наименьшими из них.

В случае наличия в обменном комплексе пород ионов натрия *ПТ* определяется не только наличием легкорастворимых солей, но и количеством натрия в процентах от обменной емкости породы.

§ 3. Способы предупреждения и борьбы с засолением

Для борьбы с засолением и его предупреждения применяют три группы методов: агротехнические, агромелиоративные и гидромелиоративные. К первой группе методов относятся: высокая агротехника, правильная организация территории, рациональная система земледелия; ко второй — правильная организация мелиоративной сети, химическая мелиорация, правильная эксплуатация оросительной и дренажной сети; к третьей — поддержание уровня грунтовых вод на глубине, ниже критической, промывка почвогрунтов с целью отведения солей из пород зоны аэрации и верхних слоев грунтовых вод в дрены или глубокие слои грунтовых вод. Различают промывки пресными водами и водами с химическими добавками. Промывки засоленных почв пресными водами в условиях аридного климата являются плановыми систематическими мероприятиями; они производятся обычно в осенне-зимний период, когда грунтовые воды залегают наиболее глубоко, а испарение минимальное. В вегетационный период практикуют применение опреснительного поливного режима, то есть полив нормами, превышающими водопотребление растений. Промывка считается завершенной, когда из пород зоны аэрации вынесены все легкорастворимые соли и опреснен верхний слой грунтовых вод. Промывки засоленных почв водой с химическими добавками применяются для рассоления солонцев и солонцеватых почв с целью замещения ионов натрия в обменном комплексе пород на ионы кальция или магния. В качестве химической добавки обычно применяется гипс. Образующиеся в результате обменной реакции сульфаты натрия легкорастворимы и интенсивно выносятся промывными и инфильтрационными водами.

Список литературы

Астапов С. В., Спенглер В. В. Предупреждение и борьба с засолением и заболачиванием орошаемых земель М.: Сельхозгиз, 1956. 160 с.

Базилевич Н. И. Геохимия почв содового засоления. М.: Наука, 1965. 351 с.

Базилевич Н. И., Паикова Е. И. Опыт классификации почв по содержанию токсичных солей и ионов.— Бюлл. почв ин-та им. В. В. Докучаева, М.: 1972, вып. 5, с. 36—40.

Беседов Н. А. Мелиорация засоленных почв. М.: Сельхозгиз, 1958. 148 с.

Варцунян Э. С. Рассоление грунтовых вод на орошаемых землях. М.: Колос, 1977. 174 с.

Глухова Т. П. Почвенные процессы при орошении минерализованными водами. Ташкент: Фан, 1977. 128 с.

Гоголев И. Н., Хохленко Т. Н. Об одном из возможных путей образования соды в орошаемых почвах Украины.— В кн.: Почвенно-мелиоративные проблемы и пути повышения плодородия орошаемых земель юга УССР. М., 1978, с. 116—118.

Горюнов Н. С. Как бороться с засолением орошаемых земель. Алма-Ата: Кайнар, 1973. 114 с.

Грабовский Н. П., Мельник К. К., Проскура З. В. Динамика физико-химических процессов в засоленных почвах при их комплексной мелиорации.— В кн.: Почвенно-мелиоративные проблемы и пути повышения плодородия орошаемых земель юга УССР. М., 1978. с. 147—148.

Егоров В. В., Минашина Н. Г. Обоснование почвенно-мелиоративных прогнозов и классификация засоленных земель.— В кн.: Изучение плодородия почв при орошении вновь осваиваемых земель. М., 1976, с. 29—41.

Засоленные почвы Европейской части СССР и Закавказья. — Тр. почв. ин-та им. В. В. Докучаева, М. 1973. 280 с.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. М.; Л. Изд-во АН СССР, 1946. Т. 1. 573 с.

Минашина Н. Г. Мелиорация засоленных почв. М.: Колос, 1978. 272 с.

Новикова А. В. Методические указания по контролю за водно-солевым режимом и засоленностью почво-грунтов на орошаемых землях УССР. Харьков, 1976. 19 с.

Панин П. С. и др. Процессы засоления и рассоления почв. Новосибирск: Наука, 1976. 176 с.

Ободзинская Г. П. О вторичном засолении почвогрунтов при орошении.— Тр. Ин-та ВОДГЕО, 1975, вып. 54, с. 85—90.

Рабочев И. С. Мелиорация засоленных почв Туркменистана. Ашхабад: Изд-во АН Туркм. ССР, 1953. 27 с.

Глава 9

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ОРОШЕНИЯ НА ИОННО-СОЛЕВОЙ СОСТАВ РЕЧНЫХ ВОД

Оценка влияния орошения на минерализацию и концентрации отдельных ионов в речных водах и на величины суммарного ионного стока в пределах речных бассейнов, на территории которых расположены или проектируются оросительные массивы, выполняется путем прогнозирования величин изменения количества солей, поступающих в водотоки с водосборной площади, по мере ввода в эксплуатацию новых орошаемых площадей. Методы прогнозирования при этом основаны на математическом моделировании процессов перемещения солей в толще активного водосолеобмена, на сравнении величин стока солей в створах, расположенных выше и ниже оросительной системы (бассейновый метод), и на вероятностно-статистическом анализе данных о химическом составе речных вод за длительный промежуток времени в створах, расположенных ниже орошаемых земель.

§ 1. Метод математического моделирования

Методологические основы моделирования. При расчетах используются уравнения физико-химической гидродинамики, приведенные в главе 7. Оценка влияния орошения на формирование ионно-солевого состава речных вод выполняется в следующем порядке.

1. Расчет коэффициентов фильтрационной диффузии. Производится по методике, приведенной в главе 3.

2. Расчет скоростей водопоступления и испарения в условиях орошения территории. Выполняется по методике, приведенной в главе 10.

3. Расчет средней минерализации и концентраций отдельных ионов в водах толщи активного водосолеобмена при орошении ($C^*_{ср}$). В условиях выпотного и промывного водно-солевых режимов выполняется соответственно для зоны транспирации по уравнению (7.39), а для зоны, где транспирация отсутствует, по уравнению (7.27).

4. Расчет средней минерализации и концентраций отдельных ионов в естественных условиях для вод той же толщи пород, для которой выполнялись соответствующие расчеты при орошении ($C_{ср}$). Выполняется по уравнениям (7.27, 7.39).

5. Расчет количества солей, поступивших в толщу активного водообмена или вынесенных из нее в результате орошения. Выполняется по формуле

$$s = (C^*_{ср} - C_{ср})\, T\, (W_п - W_г)\, 10, \qquad (9.1)$$

где s — изменение запасов солей, т/км^2; T — глубина подошвы толщи активного водосолеобмена; $W_п$ — влажность пород, равная полной влагоемкости; $W_г$ — гигроскопическая влажность.

6. Расчет времени, в сутках, в течение которого произошло изменение запасов в результате орошения. Выполняется по формуле (7.30), где $n = W_п - W_г$, $C_0 = C_1$, $\Delta C_{ср} = C^*_{ср} - C_{ср}$.

7. Расчет ежедневного изменения показателя суммарного стока солей с речными водами при условии орошения всей исследуемой территории. Выполняется по формуле

$$s_n = \frac{s\,(n - t)}{t^2 - t\,[1 + 0{,}5\,(t - 1)]}, \qquad (9.2)$$

где s_n — изменение показателя ионного стока, т/км^2, s—рассчитывается по уравнению (9.1); t — время изменения запасов солей, рассчитывается по формуле (7.30); n — день, на который выполняется расчет.

График изменения величины s_n за время t для территории, рассмотренной в примере 30, приведен на рис. 50.

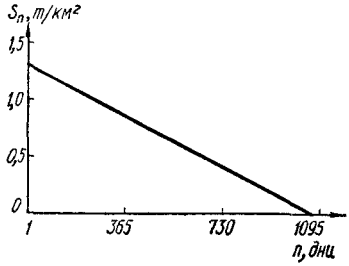


Рис. 50. График зависимости величины показателя суточного ионного стока за счет орошения (s_n) от времени.

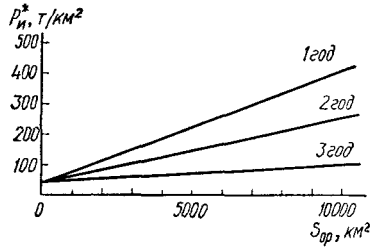


Рис. 51. График зависимости величины показателя годового ионного стока ($P^*_И$) от площади орошения.

8. Расчет изменения показателя суммарного стока с речными водами за счет орошения за любой отрезок времени в условиях орошения всей исследуемой территории. Выполняется по формуле

$$\sum s_{n-i} = (n - i)\,[s_n + 0{,}5\,(s_i - s_n)], \qquad (9.3)$$

где $\sum s_{n-i}$ — изменение показателя ионного стока за время $i - n$; i — день начала расчетного периода; n — день конца расчетного периода; s_i, s_n — величины изменения показателя ионного стока соответственно в дни i и n, рассчитываются по формуле (9.2) или снимаются с графика, приведенного на рис. 50.

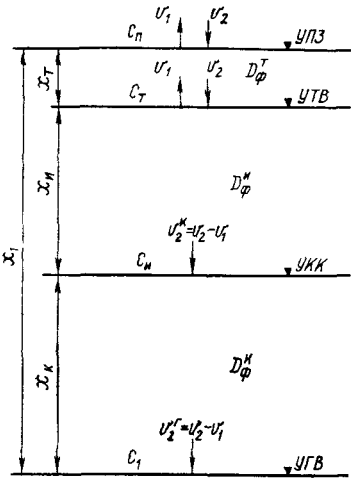
9. Расчет величины показателя ионного стока в зависимости от площади орошения. Выполняется по формуле

$$P^*_И = aS_{ор} + P_И, \qquad (9.4)$$

где $P^*_И$ — показатель ионного стока рек в условиях орошения, т/км²; $P_И$ — то же, в естественных условиях; $S_{ор}$ — площадь орошения, км²; $a = \frac{\sum s_{n-i}}{S}$; S — площадь исследуемой территории.

График зависимости $P^*_И$ от $S_{ор}$ в первый, второй и третий годы орошения для территории, рассмотренной в примере 31, приведен на рис. 51. В условиях промывного водно-солевого режима значение величины a в формуле (9.4) положительное, а в условиях режима засоления — отрицательное. В первом случае минерализация речной воды при орошении будет возрастать, а во втором — уменьшаться соответственно зависимости (9.2). В обоих случаях после установления водно-солевого режима минерализация воды в реке стабилизируется на уровне, близком к естественному.

Рис. 52. Схема естественной водно-солевой обстановки в пределах участка, расположенного на междуречье Днепр — Волчья.



Пример 30. Для участка, расположенного в пределах междуречных пространств р. р. Днепр и Волчья и их левобережных притоков, в естественных условиях дано (рис. 52): $x_1 = 7{,}5$ м; $x_к = 3{,}5$ м; $x_и = 3$ м; $x_т = 1$ м; $C_1 = 3{,}3$ кг/м³; $C_н = 3{,}1$ кг/м³; $C_т = 1{,}8$ кг/м³; $C_п = 1{,}3$ кг/м³; для зон транспирации и инфильтрации $v_1 = 1{,}3 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $v_2 = 1{,}4 \cdot 10^{-3}$ м/сут; для зоны капиллярной каймы $v_1 \simeq 0$, $v_2^к = 0{,}1 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $W_п = 31$ %; $W_г = 8{,}3$ %; $P_И = 37$ т/км²; $S = 10600$ км². В условиях орошения дано: x_1, $x_к$, $x_и$, $x_т$, $W_п$, $W_г$, C_1 — то же, что и в естественных условиях; $N = 0{,}28 \cdot 10^{-3}$ м/сут; фильтрационные потери с полей орошения $Ф = 0{,}35N$; $C_2 = 0{,}022$ кг/м³ $\simeq 0$. Найти зависимость (9.4) для каждого года орошения.

1. Рассчитать коэффициенты фильтрационной диффузии по данным установившегося естественного водно-солевого режима для зон капиллярной каймы ($D_Ф^к$), инфильтрации ($D_Ф^и$) и транспирации ($D_Ф^т$) по уравнениям (3.70, 3.72, 3.73). Полученные результаты: $D_Ф^к = 25{,}7 \cdot 10^{-3}$ м²/сут; $D_Ф^и = 2{,}4 \cdot 10^{-3}$ м²/сут; $D_Ф^т = 10{,}2 \cdot 10^{-3}$ м²/сут.

2. Рассчитать величины v_1 и v_2 в условиях орошения:

$$v_2^* = v_2 + N + Ф = (1{,}4 + 0{,}28 + 0{,}1)\,10^{-3} = 1{,}78 \cdot 10^{-3} \text{ м/сут};$$
$$v_1^* = v_1 + N = (1{,}3 + 0{,}28)\,10^{-3} = 1{,}58 \cdot 10^{-3} \text{ м/сут}.$$

Полученные результаты: для зон транспирации и инфильтрации — $v_1^* = 1{,}58 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $v_2^* = 1{,}78 \cdot 10^{-3}$ м/сут; для зоны капиллярной каймы $v_1^* \simeq 0$, $v_2^* = 0{,}2 \cdot 10^{-3}$ м/сут.

3. Рассчитать величины $C_н$ и $C_т$ в условиях орошения по уравнению (7.25), где $C_2 = 0$ и $x = 0$:

$$C_и^* = 3{,}3 \exp\frac{-3{,}5}{29} = 2{,}9 \text{ кг/м}^3; \quad C_т^* = 2{,}9 \exp\frac{-3}{2{,}7} = 0{,}95 \text{ кг/м}^3.$$

4. Рассчитать средние концентрации ионов в поровых растворах зон капиллярной каймы и инфильтрации по уравнению (7.27) и зоны транспирации по уравнению (7.39) в условиях орошения. При этом вместо величины C_0 в уравнениях соответственно подставить C_1, $C_и$ и $C_т$. Полученные результаты: $C_{ср}^{*к} = 3{,}07$ кг/м³; $C_{ср}^{*и} = 1{,}75$ кг/м³; $C_{ср}^{*т} = 0{,}88$ кг/м³.

5. Рассчитать величину $C^*_{ор}$ для всей толщи в целом по формуле смешения:

$$C^*_{ср} = \frac{C^{*к}_{ср}x_к + C^{*и}_{ср}x_и + C^{*т}_{ср}x_т}{x_1} = 2{,}25 \text{ кг/м}^3.$$

6. Рассчитать величины средних концентраций ионов в поровых растворах при естественном водно-солевом режиме. Полученные результаты:

$C^к_{ср} = 3{,}20$ кг/м³; $C^и_{ср} = 2{,}38$ кг/м³; $C^т_{ср} = 1{,}64$ кг/м³; $C_{ор} = 2{,}66$ кг/м³.

7. Рассчитать величину s по уравнению (9.1):

$$s = (2{,}25 - 2{,}66)\, 7{,}5\, (31 - 8{,}3)\, 10 = -698 \text{ т/км}^2.$$

8. Рассчитать величину t по уравнению (7.30):

$$t = \frac{0{,}41 \cdot 7{,}5 \cdot 0{,}227}{3{,}3 \cdot 0{,}2 \cdot 10^{-3}} = 1058 \text{ сут} \simeq 2{,}9 \text{ г.}$$

9. Рассчитать величины s_1, s_{365}, s_{730} и s_{1057} по формуле (9.2):

$$s_1 = \frac{-698\,(1 - 1058)}{1119364 - 1058\,[1 + 0{,}5\,(1058 - 1)]} = 1{,}319 \text{ т/км}^2;$$

$$s_{365} = 0{,}863 \text{ т/км}^2;\ s_{730} = 0{,}410 \text{ т/км}^2;\ s_{1057} = 0{,}001 \text{ т/км}^2.$$

По полученным данным построить график зависимости s_n от n (рис. 50).

10. Рассчитать величины $\sum s$ для первого, второго и третьего годов орошения по формуле (9.3):

$$\sum s_{365} = (365 - 1)\,[0{,}863 + 0{,}5\,(1{,}319 - 0{,}863)] = 397 \text{ т/км}^2;$$

$$\sum s_{730-365} = 232 \text{ т/км}^2;\quad \sum s_{1058-730} = 67 \text{ т/км}^2.$$

11. Рассчитать величины показателей ионного стока рек для 1, 2 и 3-го годов орошения по уравнению (9.4) при площади орошаемых территорий, равной 500 км²:

$$P^*_И = \frac{397 \cdot 500}{10600} + 37 = 56 \text{ т/км}^2;$$

$$P^*_И = 48 \text{ т/км}^2;\quad P^*_И = 40 \text{ т/км}^2.$$

12. Построить графики зависимости $P^*_И$ от $S_{ор}$ для необходимых периодов времени. В нашем примере такой график построен для 1, 2 и 3-го годов орошения (рис. 51).

При последовательном введении в эксплуатацию оросительных массивов суммарный показатель ионного стока на определенный период времени рассчитывается по формуле

$$P^*_И = a_1S_1 + a_2S_2 + \cdots + a_nS_n + P_И, \qquad (9.5)$$

где $a_{1,2,\ldots,n}$ — расчетные коэффициенты на данный период для отдельных оросительных массивов, т/км²; $S_{1,2,\ldots,n}$ — площади соответствующих оросительных массивов.

Пример 31. Для условий примера 30 в первый год в эксплуатацию введен оросительный массив площадью 50 км², во второй — 60 км², в третий — 80 км². Рассчитать величину $P_И^*$ в третий год орошения. Величину показателя ионного стока найти по уравнению (9.5):

$$P_И^* = \frac{67 \cdot 50}{10600} + \frac{232 \cdot 60}{10600} + \frac{397 \cdot 80}{10600} + 37 = 41{,}6 \text{ т/км}^2.$$

Понятие о предельных величинах, используемых при моделировании. К важнейшим предельным величинам, с помощью которых можно оценить влияние орошения на ионно-солевой состав речных вод, следует отнести предельный и предельный критический уровни ирригационно-грунтовых вод, предельные концентрации ионов в водах, поступаюших на поверхность почвы, или в оросительных водах и предельную площадь орошения.

Под *предельным для орошаемой территории уровнем ирригационно-грунтовых вод* (*ПУ*) следует понимать глубину зеркала воды от поверхности земли в условиях отсутствия естественных колебаний водно-солевого режима, при которой величины среднесуточных за расчетный период показателей стока ионов равны порогам солевой нагрузки на поверхностные воды исследуемого речного бассейна.

Под *предельным критическим уровнем ирригационно-грунтовых вод* (*ПКУ*) следует понимать глубину зеркала воды от поверхности земли, при которой величины среднесуточных за расчетный период показателей стока ионов не превышают порогов солевой нагрузки на поверхностные воды исследуемого речного бассейна, независимо от многолетнего естественного водно-солевого режима. Расчитывается по формуле (5.1), где $ПДУ = ПУ$, а $КУ = ПКУ$.

Под *порогом солевой нагрузки на поверхностные воды речного бассейна* (*ПН*) следует понимать величину среднесуточного за расчетный период показателя стока данного иона, при которой его среднесуточная концентрация в воде равна предельно допустимой в соответствии с планами водопользования в пределах исследуемой территории:

$$ПН = 0{,}0864 ПДК \cdot M 10^3, \qquad (9.6)$$

где величина *ПН* выражена в т/км² · сут; *ПДК* — предельно допустимая для данной территории весовая концентрация иона в речных водах; *М* — модуль поверхностного стока, м³/км² · с.

Под *предельными концентрациями ионов в водах, поступающих на поверхность почвы, или оросительных водах орошаемой территории* (*ПК*) следует понимать такие концентрации, при которых величины среднесуточных за расчетный

период показателей стока ионов равны порогам солевой нагрузки на поверхностные воды исследуемого речного бассейна.

Под предельной площадью орошения (*ППО*) следует понимать площадь орошаемых земель в пределах исследуемого речного бассейна, при которой величины среднесуточных на расчетный период показателей стока ионов равны порогам солевой нагрузки на поверхностные воды бассейна.

Алгоритм математической модели. Предлагаемая схема моделирования, представленная в виде алгоритма, предусматривает следующий наиболее оптимальный порядок выполнения моделирующих операций: 1) расчет среднегодовой скорости испарения с поверхности почвы; 2) расчет ионного состава гипотетических растворов, поступающих на поверхность почвы; 3) осаждение из гипотетического раствора избытка карбоната кальция; 4) осаждение из полученного раствора избытка сульфата кальция; 5) расчет ионного состава гипотетических поровых растворов в подошве зоны транспирации при орошении; 6) расчет среднего ионного состава гипотетических поровых растворов в горизонте пород, ограниченном подошвами зоны транспирации и толщи активного водосолеобмена при орошении (зона инфильтрации); 7) расчет среднего ионного состава гипотетических поровых растворов в породах зоны транспирации при орошении; 8) расчет среднего ионного состава гипотетических поровых растворов в породах толщи активного водосолеобмена при орошении; 9) расчет среднего ионного состава поровых растворов в породах зоны инфильтрации ($x_г - x_{тр}$) при естественных условиях (до орошения); 10) расчет среднего ионного состава поровых растворов в породах зоны транспирации ($x_{тр}$) при естественных условиях; 11) расчет среднего ионного состава поровых растворов для той же толщи, что при операции 8, в естественных условиях; 12) расчет величины, на которую изменилось количество солей в толще активного водосолеобмена в результате орошения; 13) расчет времени, в течение которого произошло изменение запасов солей в толще активного водосолеобмена в результате орошения (период стабилизации водно-солевого режима); 14) расчет ежесуточного изменения показателей стока ионов в условиях орошения всей территории исследуемого речного бассейна; 15) расчет среднесуточного изменения показателей стока ионов за любой отрезок времени в период стабилизации водно-солевого режима при орошении всей территории исследуемого речного бассейна; 16) расчет среднесуточных показателей стока ионов за любой отрезок времени в период стабилизации водно-солевого режима при любой площади орошения в пределах исследуемого речного бассейна.

Операции *1, 5—13* выполняются для условий установившегося водно-солевого режима при орошении; операции *14—16* дают значения величин для периода стабилизации водно-солевого режима; операции *2—4* не связаны с водно-солевым режимом толщи активного водосолеобмена; операция осаждения $MgCO_3$ обычно опускается, как в нашем моделировании, вследствие практического отсутствия его избытка в водах, поступающих на поверхность почвы (атмосферные, поверхностные, подземные воды зоны активного водообмена); операции *1, 5—15* выполняются для условий орошения всей исследуемой территории.

Ниже приведены численные алгоритмы для каждой из вышеизложенных операций: концентрации ионов во всех уравнениях выражены в киломолях на кубометр раствора. Операция *1* в данном алгоритме соответствует операции *1* алгоритма, приведенного в § 2 главы 10; операции *2, 3, 4* соответствуют операции *2*, а операция *5* — операции *3*.

Операция 6.

$$\frac{(x_г - x_{тр})(v_1 - v_2)(\bar{v}_1 C_г - \bar{v}_2 C_г + \bar{v}_2 C_к^*)}{(\bar{v}_1 - \bar{v}_2)^2 (T - \bar{x}_{тр})}\left[\ln\frac{M_{тр}(v_1 - v_2) + M^* v_2}{M_г(v_1 - v_2) + M^* v_2}\right]^{-1} \times$$

$$\times\left\{\exp\frac{(T - \bar{x}_{тр})(\bar{v}_1 - \bar{v}_2)}{(x_г - x_{тр})(v_1 - v_2)}\ln\frac{M_{тр}(v_1 - v_2) + M^* v_2}{M_г(v_1 - v_2) + M^* v_2}\right] - 1\Bigg\} -$$

$$-\frac{\bar{C}_к^* \bar{v}_2}{\bar{v}_1 - \bar{v}_2} = \bar{C}_{ср}^{и}.$$

Операция 7.

$$\frac{\bar{v}_1 x_{тр}(\ln M_п - \ln M_{тр})}{\bar{x}_{тр}(v_1 - 2v_2)} = \bar{P}e; \qquad \frac{\sqrt{\bar{P}e}\,(\bar{v}_1 - \bar{v}_2)}{\bar{v}_1} = \bar{И};$$

$$\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{\bar{И}}\exp - l^2 dl = \operatorname{erf}\bar{И}; \qquad \frac{\sqrt{\bar{P}e}\,\bar{v}_2}{\bar{v}_1} = \bar{П}; \qquad \frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{\bar{П}}\exp - l^2 dl =$$

$$= \operatorname{erf}\bar{П}; \quad \frac{\bar{C}_{тр}\sqrt{\pi}}{2\sqrt{\bar{P}e}}\exp\left[\bar{P}e\left(\frac{\bar{v}_1 - \bar{v}_2}{\bar{v}_1}\right)^2\right](\operatorname{erf}\bar{И} + \operatorname{erf}\bar{П}) = \bar{C}_{ср}^{тр}.$$

Операция 8.

$$\frac{\bar{C}_{ср}^{и}(T - \bar{x}_{тр}) + \bar{C}_{ср}^{тр}\bar{x}_{тр}}{T} = \bar{C}_{ср}.$$

Операция 9.

$$\frac{v_1 C_г - v_2 C_г + v_2 C^*}{v_1 - v_2}\left[\ln\frac{M_{тр}(v_1 - v_2) + M^* v_2}{M_г(v_1 - v_2) + M^* v_2}\right]^{-1} \times$$

$$\times\left[\frac{M_{тр}(v_1 - v_2) + M^* v_2}{M_г(v_1 - v_2) + M^* v_2} - 1\right] - \frac{C^* v_2}{v_1 - v_2} = C_{ср}^{и}.$$

Операция 10.

$$\frac{v_1(\ln M_п - \ln M_{тр})}{v_1 - 2v_2} = Pe; \quad \frac{\sqrt{Pe}\,(v_1 - v_2)}{v_1} = И;$$

$$\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{И} \exp - l^2 dl = \operatorname{erf} И; \quad \frac{\sqrt{Pe}\,v_2}{v_1} = П; \quad \frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{П} \exp - l^2 dl =$$

$$= \operatorname{erf} П; \quad \frac{C_{тр}\sqrt{\pi}}{2\sqrt{Pe}} \exp\left[Pe\left(\frac{v_1 - v_2}{v_1}\right)^2\right](\operatorname{erf} И + \operatorname{erf} П) = C_{ср}^{тр}.$$

Операция 11.

$$\frac{C_г(T - x_г) + C_{ср}^{и}(x_г - x_{тр}) + C_{ср}^{тр}x_{тр}}{T} = C_{ср}.$$

Операция 12.

$$10^{-2}(\bar{C}_{ср} - C_{ср})(W_п - W_г)T = s.$$

Операция 13.

$$\frac{\sum s}{M_г(\bar{v}_1 - \bar{v}_2)} = t.$$

Операция 14.

$$\frac{s(n - t)}{t^2 - t[1 + 0{,}5(t - 1)]} = s_n; \quad \frac{s(i - t)}{t^2 - t[1 + 0{,}5(t - 1)]} = s_i.$$

Операция 15.

$$s_n + 0{,}5(s_i - s_n) = s_{n-i}.$$

Операция 16.

$$\frac{Is_{n-i}S_{ор}10^3}{S} + \overset{\theta}{P}_{n-i} = P_{n-i}; \quad \sum P_{n-i} = P^{м}_{n-i}.$$

Исходные и заданные величины, используемые в модели. 1. Перечень исходных экспериментальных величин, имеющих место в естественных условиях: а) водно-физические величины: S — площадь исследуемого речного бассейна; n, i — номера суток с начала орошения, на которые выполняется операция 14; остальные величины те же, что в соответствующем подразделе § 2 главы 10; б) гидрохимические величины: $[HCO_3^-]_г$, $[SO_4^{2-}]_г$, $[Cl^-]_г$, $[Ca^{2+}]_г$, $[Mg^{2+}]_г$, $[Na^+]_г$, $[K^+]_г$, M^*, $M_п$, $M_т$, $M_г$ — то же, что в § 2 главы 10. $[HCO_3^-]_{тр}$, $[SO_4^{2-}]_{тр}$, $[Cl^-]_{тр}$, $[Ca^{2+}]_{тр}$, $[Mg^{2+}]_{тр}$, $[Na^+]_{тр}$, $[K^+]_{тр}$ — концентрации ионов в поровых растворах, приуроченных к подошве зоны транспирации (концентрация каждого иона соответствует

величине $C_{тр}$ в модели); $\overset{0}{P}{}^{HCO_3^-}_{n-i}$, $\overset{0}{P}{}^{SO_4^{2-}}_{n-i}$, $\overset{0}{P}{}^{Cl^-}_{n-i}$, $\overset{0}{P}{}^{Ca^{2+}}_{n-i}$, $\overset{0}{P}{}^{Mg^{2+}}_{n-i}$, $\overset{0}{P}{}^{Na^+}_{n-i}$, $\overset{0}{P}{}^{K^+}_{n-i}$ — величины среднесуточных за расчетный период показателей стока ионов в естественных условиях, т/км² (величина показателей стока каждого иона соответствует величине $\overset{0}{P}_{n-i}$ в модели); $[HCO_3^-]^*$, $[SO_4^{2-}]^*$, $[Cl^-]^*$, $[Ca^{2+}]^*$, $[Mg^{2+}]^*$, $[Na^+]^*$, $[K^+]^*$ — концентрации ионов в поступающих на поверхность земли водах в естественных условиях (концентрация каждого иона соответствует величине C^* в модели).

2. Перечень величин, задающихся для условий прогнозирования: а) водно-физические постоянные величины (те же, что в соответствующем подразделе § 2 главы 10); б) гидрохимические постоянные величины: I — ионный вес каждого из главных ионов ($I_{Ca^{2+}} = 40$, $I_{Mg^{2+}} = 24$, $I_{Na^+} = 23$, $I_{HCO_3^-} = 61$, $I_{K^+} = 39$, $I_{SO_4^{2-}} = 96$, $I_{Cl^-} = 35$); остальные величины те же, что в соответствующем подразделе § 2 главы 10; в) переменные величины: $S_{ор}$ — площадь орошаемых земель, км².

Реализация алгоритма. Реализация системы алгоритмов выполняется в соответствии со следующей схемой:

$\bar{x}_г = ПУ$, если после подстановки этого значения в модель при $\theta = 1$; $\bar{C}^*$, $S_{ор} = \text{const}$, величины $P^{Cl^-}_{n-i}$, $P^{SO_4^{2-}}_{n-i}$, $P^{Na^+}_{n-i}$, P^{M}_{n-i} равны порогам солевой нагрузки; при этом за $ПУ$ принимается наименьшее из полученных значений $\bar{x}_г$;

$\bar{C}^*_к = ПК$, если после подстановки этого значения в модель при $\bar{x}_г$, $S_{ор} = \text{const}$; величины $P^{Cl^-}_{n-i}$, $P^{SO_4^{2-}}_{n-i}$, $P^{Na^+}_{n-i}$, P^{M}_{n-i} равны порогам солевой нагрузки; при этом за $ПК$ принимаются наименьшие из полученных значений;

$S_{ор} = ППО$, если после подстановки этого значения в модель при $\theta = 1$, $\bar{x}_г$, $\bar{C}^* = \text{const}$, величины $P^{Cl^-}_{n-i}$, $P^{SO_4^{2-}}_{n-i}$, $P^{Na^+}_{n-i}$, P^{M}_{n-i} равны порогам солевой нагрузки; при этом за $ППО$ принимается наименьшее из полученных значений.

Величины $\bar{x}_г$, $\bar{C}^*_к$, $S_{ор}$, равные предельным, находятся методом подстановки различных их значений в модель, пока не выполнятся вышеприведенные условия.

§ 2. Бассейновый метод

Бассейновый метод прогнозирования изменения минерализации речных вод под влиянием орошения апробирован И. Н. Степановым и Э. И. Чембарисовым (1978). Расчет вы-

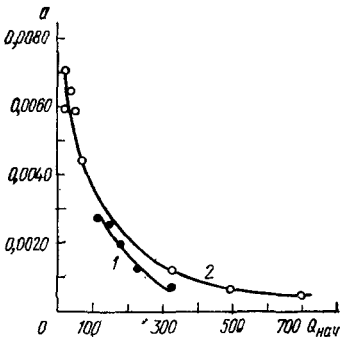


Рис. 53. Изменение интегрального ландшафтно-геохимического показателя a в зависимости от начальных расходов воды в реке (м³/с) и преобладающей степени засоления почв орошаемой территории (И. Н. Степанов и Э. И. Чембарисов, 1978):

1 — в бассейнах с преимущественно незасоленными почвами; *2* — в бассейнах с преимущественно среднезасоленными почвами.

полняется по следующей рабочей формуле:

$$C_{зам} = C_{нач} + aS_{эф}, \quad (9.8)$$

где $C_{нач}$, $C_{зам}$ — минерализация или весовые концентрации отдельных ионов в речной воде в начальном и конечном створах выше и ниже орошаемых площадей; $a = \frac{s_{ор}}{Q}$, $s_{ор}$ — количество солей, вымытых из толщи пород под влиянием орошения в единицу времени с единицы орошаемой площади, кг/1000с·м²; Q — расход воды в реке, м³/1000с; $S_{эф}$ — промываемая оросительной водой (эффективная) площадь, тыс. га.

Величина $C_{нач}$ определяется как среднегодовая многолетняя, взвешенная по водному стоку:

$$C_{нач} = \frac{R_И}{V} 10^{-3}, \quad (9.9)$$

где $R_И$ — величина среднегодового многолетнего ионного стока, т; V — объем среднегодового многолетнего водного стока, м³. Эффективной площадью ($S_{эф}$) называются массивы с регулярным промывным режимом орошения, которые постоянно поставляют в водоносные горизонты ирригационные воды. В первую очередь эффективными считаются участки, которые промываются и поливаются повышенными объемами воды (15—25 тыс. м³/га). При ориентировочных расчетах для хорошо дренируемых бассейнов величина $S_{эф}$ принимается равной 60 %, а для слабодренируемых бассейнов — 30 % от всей площади орошения. Величина $S_{эф}$ для проектируемых массивов орошения устанавливается по тем же принципам, что и для существующих.

Величина показателя a вычисляется опытным путем на существующей оросительной системе, характеризующейся типичными для исследуемой территории природными условиями, по формуле

$$a = \frac{C_{зам} - C_{нач}}{S_{эф}}, \quad (9.10)$$

где все обозначения те же, что в уравнении (9.8).

В случае отсутствия данных для расчета по формуле (9.10) величина *a* для ориентировочных расчетов снимается с графика, приведенного на рис. 53, который составлен по ранее вычисленным значениям величин в хорошо изученных бассейнах. В табл. 41 приведены сведения о величинах коэффициента *a*, полученные в результате обработки большого количества данных для рек и водосборных бассейнов Средней Азии и Кавказа.

41. Ориентировочное значение интегрального ландшафтно-геохимического показателя *a* в зависимости от расчетных величин: начальных расходов воды, степени засоления, эффективно орошаемой территории (преимущественно для земель сульфатного и хлоридно-сульфатного засоления; И. Н. Степанов, Э. И. Чембарисов, 1978)

Начальный расход воды в реках, оросителях, коллекторах, м³/с	Засоление почв и пород				
	незасоленные	слабозасоленные	среднезасоленные	сильнозасоленные	солончаки
1	0,161	0,6385	0,95	1,9	4,16
5	0,031	0,077	0,18	0,37	0,78
10	0,016	0,0038	0,095	0,20	0,42
15	0,011	0,026	0,065	0,13	0,26
20	0,0079	0,019	0,048	0,094	0,20
30	0,0053	0,013	0,032	0,064	0,13
40	0,0040	0,0095	0,025	0,048	0,10
50	0,0032	0,0076	0,019	0,038	0,08
60	0,0026	0,0064	0,016	0,032	0,067
70	0,0023	0,0054	0,014	0,027	0,057
80	0,0020	0,0048	0,012	0,024	0,049
100	0,0016	0,0038	0,0095	0,019	0,040
120	0,0013	0,0032	0,0080	0,016	0,033
150	0,0011	0,0025	0,0064	0,013	0,026
200	0,0008	0,0019	0,0048	0,0095	0,020
250	0,00063	0,0015	0,0038	0,0076	0,016
300	0,00053	0,0013	0,0032	0,0064	0,013
400	0,00040	0,00095	0,0025	0,0048	0,010
500	0,00032	0,00076	0,0019	0,0038	0,008
600	0,00026	0,00064	0,0016	0,0032	0,0067
700	0,00023	0,00055	0,0014	0,0027	0,0057
800	0,00020	0,00048	0,0012	0,0024	0,0049
900	0,00018	0,00042	0,0011	0,0021	0,0044
1000	0,00016	0,00038	0,00095	0,0019	0,0040
1100	0,00014	0,00035	0,00087	0,0017	0,0036
1200—1300	0,00013	0,00031	0,00077	0,0016	0,0031
1400—1500	0,00011	0,00026	0,00066	0,0014	0,0027
1600—1700	0,00010	0,00023	0,00058	0,0012	0,0024
1800—1900	0,000086	0,00021	0,00052	0,0011	0,0022
2000	0,000080	0,00019	0,00048	0,00095	0,0020

Для отдельных орошаемых массивов величина a может быть рассчитана по формуле

$$a = \frac{C_{кол} - C_{ор}}{S_{др}}, \qquad (9.11)$$

где $C_{кол}$ — минерализация воды в коллекторе; $C_{ор}$ — минерализация воды в оросительном канале; $S_{др}$ — площадь, дренируемая данным коллектором, га.

Пример 32. Для массивов орошения дано: $C_{нач} = 0{,}34$ кг/м³; $Q = 407$ м³/с; $S_{эф} = 220$ тыс. га; степень засоления средняя. Найти величину $C_{зам}$.

1. Найти величину a по табл. 41: $a = 0{,}0025$.
2. Найти величину $C_{зам}$ по формуле (9.8):

$$C_{зам} = 0{,}34 + 0{,}0025 \cdot 220 = 0{,}89 \text{ кг/м}^3.$$

Экспериментальная величина $C_{зам}$ на рассматриваемой территории составила 0,72 кг/м³.

§ 3. Вероятностно-статистический метод

Применяется в случае, когда орошение является основным антропогенным фактором, влияющим на изменение естественного гидрохимического режима реки. Методика оценки влияния антропогенных факторов, в том числе и орошения, на ионно-солевой режим рек с помощью вероятностно-статистического анализа временных гидрохимических рядов приведена в работе Л. Н. Горева и В. И. Пелешенко (1978). Расчеты выполняются для отдельных гидрологических периодов в связи с тем, что данные о минерализации воды и концентрациях в ней отдельных ионов должны отражать период времени, в течение которого степень влияния природных факторов на формирование гидрохимического режима примерно одинакова. Для речных вод такими периодами являются летняя и зимняя межени и весеннее половодье. Для каждого периода за многолетие составляются ряды данных о средних концентрациях ионов в воде и о соответствующих им средних расходах; путем вычисления коэффициентов корреляции рассчитывается существенность связи между гидрохимическими рядами и рядами расходов и при использовании различных статистических критериев (Стьюдента, Фишера и др.) определяется значимость полученных коэффициентов. При существенности связей величины концентраций ионов корректируются относительно расходов, в противном случае гидрохимические ряды считаются независимыми.

Данные скорректированных или первично независимых гидрохимических временных рядов используются для построения хронологических графиков многолетних колебаний концентраций химических ингредиентов в воде, изображающих тенденцию изменения гидрохимического режима во времени за расчетные периоды. Графики, представляющие собой ломаные линии, сглаживаются методом скользящей средней по n-летиям. Это позволяет снять случайные колебания и выявить общую тенденцию в изменении концентраций. Эмпирическая ломаная линия аппроксимируется близкой к ней теоретической прямой, описывающейся формулой

$$C = C_0 \pm bt, \qquad (9.12)$$

где C — средние концентрации ионов в год за расчетный период t; C_0 — средние начальные концентрации ионов до существования орошаемых площадей; b — эмпирический коэффициент.

Вычисления величин b при больших объемах рядов выполняются на ЭВМ. Зависимость (9.12) позволяет прогнозировать величины C на любой год орошения.

Список литературы

Горев Л. Н. Оценка влияния орошения на солевой состав речных вод методом математического моделирования.— Вестн. Киев. ун-та. «География», 1983, вып. 25, с. 45—53.

Горев Л. Н., Пелешенко В. И. Расчет гидрохимического баланса и прогнозирование солевого состава вод рек. К.: Вища школа. Изд-во при Киев. ун-те, 1978. 74 с.

Степанов И. Н., Чембарисов Э. И. Влияние орошения на минерализацию речных вод. М.: Наука, 1978. 120 с.

Тарасов М. Н., Кореновская И. М. Изменение минерализация и ионного состава воды р. Сырдарья в результате развития орошения в ее бассейне.— В кн.: Гидрохимические материалы. 1974, т. 60, с. 13—16.

Шерфединов Л. З., Кахаров А. С. О гидрогеохимическом процессе орошаемого массива. Докл. АН УзССР. Ташкент, 1977, № 11, с. 60—63.

Глава 10

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕЛИОРАТИВНО-ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

§ 1. Основы моделирования

Предлагаемая математическая модель позволяет прогнозировать такие элементы мелиоративно-гидрохимической обстановки, как предельно допустимый и критический уровни

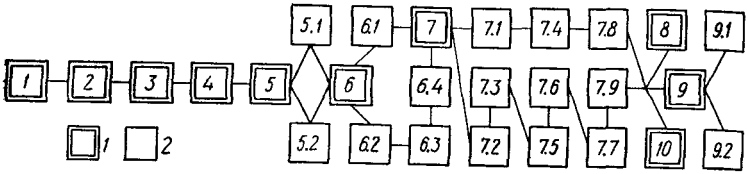


Рис. 54. Последовательность операций при математическом моделировании мелиоративно-гидрохимической обстановки:
1 — основные операции, *2* — промежуточные операции.

ирригационно-грунтовых вод, предельно допустимые концентрации ионов в оросительной воде, а также такие основные водно-солевые показатели в почвогрунтах, как влажность токсичности и влажность соленасыщения.

Схема математической модели для прогнозирования мелиоративно-гидрохимической обстановки без учета влияния орошения на гидрохимический режим речного бассейна, представленная на рис. 54, включает в себя следующие основные и вспомогательные операции.

1. Расчет оросительной нормы и среднегодовой скорости водопоступления с полей орошения.

2. Расчет глубины установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод в условиях искусственного дренажа и без него.

3. Расчет скорости испарения и транспирации при изменении глубины залегания уровня ирригационно-грунтовых вод.

4. Расчет величины параметра λ при изменении глубины залегания установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод.

5. Прогнозирование распределения концентраций ионов в гипотетических поровых растворах при изменении глубины залегания установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод.

5.1. В условиях орошения пресными водами.

5.2. В условиях орошения минерализованными водами.

6. Расчет распределения концентраций ионов в прогнозных гипотетических поровых растворах между твердой и жидкой фазами и порогов токсичности солей.

6.1. Расчет количества солей, выпавших из прогнозных гипотетических растворов.

6.2. Расчет количества солей в прогнозных скорректированных растворах.

6.3. Расчет концентраций химических ингредиентов в ионно-молекулярных прогнозных скорректированных растворах.

6.4. Расчет порогов токсичности для гипотетических, скорректированных и ионно-молекулярных поровых растворов.

7. Расчет величин предельно допустимых уровней ирригационно-грунтовых вод.

7.1. Нахождение зависимостей между содержанием солей в почвогрунтах и глубиной залегания установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод при данной минерализации и ионно-солевом составе оросительных вод.

7.2. Нахождение зависимостей между концентрациями ионов в прогнозных скорректированных поровых растворах и глубиной залегания установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод при данной влажности почвогрунтов, минерализации и ионно-солевом составе оросительных вод.

7.3. Нахождение зависимостей между концентрациями ионов в ионно-молекулярных прогнозных скорректированных поровых растворах и глубиной залегания установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод при данной влажности почвогрунтов, минерализации и ионно-солевом составе оросительных вод.

7.4. Определение величин предельно допустимых уровней ирригационно-грунтовых вод по валовому содержанию химических ингредиентов в почвогрунтах при данной минерализации и ионно-солевом составе оросительных вод.

7.5. Определение величин предельно допустимых уровней ирригационно-грунтовых вод по содержанию химических ингредиентов в прогнозных скорректированных поровых растворах при данной влажности почвогрунтов, минерализации и ионно-солевом составе оросительных вод.

7.6. Определение величины предельно допустимых уровней ирригационно-грунтовых вод по содержанию химических ингредиентов в ионно-молекулярных прогнозных скорректированных поровых растворах при данной влажности почвогрунтов, минерализации и ионно-солевом составе оросительных вод.

7.7. Нахождение зависимостей между предельно допустимыми уровнями ирригационно-грунтовых вод по содержанию химических ингредиентов в прогнозных скорректированных и ионно-молекулярных поровых растворах и влажностью почвогрунтов при данной минерализации и ионно-солевом составе оросительных вод.

7.8. Нахождение зависимостей между предельно допустимыми уровнями ирригационно-грунтовых вод по валовому содержанию химических ингредиентов в почвогрунтах от минерализации и ионно-солевого состава оросительных вод.

7.9. Нахождение зависимостей между предельно допустимыми уровнями ирригационно-грунтовых вод по содержанию химических ингредиентов в прогнозных скорректированных и ионно-молекулярных поровых растворах, влажностью и концентрациями химических ингредиентов в оросительной воде.

8. Расчет критических уровней ирригационно-грунтовых вод.

9. Расчет водно-солевых показателей в почвогрунтах при орошении.

9.1. Расчет величин влажности токсичности.

9.2. Расчет величин влажности соленасыщения.

10. Расчет предельно допустимых концентраций ионов в оросительной воде в зависимости от водно-солевой обстановки.

Как пример, в данном пособии рассмотрена математическая модель процесса формирования мелиоративно-гидрохимической обстановки в случае орошения водораздельного пространства верховьев рек Конка, Гайчул, Мокрые Ялы в пределах степной зоны УССР. В связи со сложностью расчетов и большим их количеством моделирование целесообразно выполнять с использованием ЭВМ.

Операция 1. Величина v_2 рассчитывается по формуле

$$v_2 = \frac{V_{ос} + N}{365 \cdot 10^4}, \qquad (10.1)$$

где v_2 — скорость водопоступления, м/сут; $V_{ос}$ — объем эффективных осадков, м³/га; N — оросительная норма, м³/га.

Оросительная норма определяется по уравнению

$$N = E - A_{эф} - \Delta V \pm q, \qquad (10.2)$$

где E — суммарное водопотребление, равное сумме транспирации и испарения в течение вегетационного периода, м³/га; $A_{эф}$ — объем эффективных осадков за вегетационный период, м³/га; ΔV — объем воды, потребляемой из запасов влаги в зоне транспирации, м³/га; q — объем воды, обменивающейся между зоной транспирации, нижезалегающей толщей почвогрунтов и грунтовыми водами, м³/га.

Величина суммарного водопотребления определяется опытным путем на водно-балансовых участках, рассчитывается на основе эмпирических коэффициентов водопотребления или с помощью уравнений, учитывающих метеорологические элементы. В частности, по литературным данным, для степной части УССР величина E составляет: для озимой пшеницы 3600—4000 м³/га, кукурузы — 5600—6000, сахарной свеклы — 6000—7000, люцерны — 7000—8000, картофеля — 3600—3900, помидоров — 5000—6000 м³/га.

Объем эффективных осадков определяется по формуле

$$A_{эф} = A - R_в, \qquad (10.3)$$

где A — объем осадков, выпадающих за вегетационный период, м³/га; определяется по данным ближайшей метеостан-

ции; $R_в$ — объем поверхностного тока, м³/га; рассчитывается по гидрологическим данным.

Величина ΔV определяется эмпирическим путем по разнице запасов влаги в почвогрунтах зоны транспирации на начало и конец вегетационного периода; величина q рассчитывается с помощью опытных исследований на водно-балансовых участках.

Пример 33. Для исследуемой территории на вегетационный период известны следующие гидрометеорологические данные: $A = 2920$ м³/га, $R_в = 120$ м³/га, $E = 4000$ м³/га, $\Delta V = 250$ м³/га, $V_{ос} = 5300$ м³/га, $q = 50$ м³/га. Найти величины N и v_2.

1. Найти объем эффективных осадков, используя уравнение (10.3):

$$A_{эф} = 2920 - 120 = 2800 \text{ м}^3/\text{га}.$$

2. Найти величину оросительной нормы по уравнению (10.2):

$$N = 4000 - 2800 - 250 + 50 = 1000 \text{ м}^3/\text{га}.$$

3. Найти годовую скорость водопоступления по формуле (10.1):

$$v_2 = \frac{5300+1000}{365 \cdot 10^4} = 1{,}73 \cdot 10^{-3} \text{ м/сут}.$$

Операция 2. Расчеты в соответствии с операцией *2* рассматриваются в области мелиоративной гидрогеологии.

Операция 3. В условиях отсутствия транспирации скорости испарения с поверхности почвогрунтов, в зависимости от глубины залегания уровня грунтовых вод, ориентировочно могут быть определены по следующим эмпирическим формулам.

В случае, если глубина уровня испарения капиллярной каймы ($h_{икк}$) меньше мощности капиллярной каймы ($h_{кк}$):

$$v_1 = v_0 \exp - \alpha \frac{x_1}{h_{икк}}, \quad v_{нкк} = v_0 \exp - \alpha \text{ при } h_{икк} \geqslant x_1 \geqslant 0;$$

$$v_1 = v_{икк} \exp - \beta \frac{x_1}{h_{кк}} = v_0 \exp - \left(\alpha + \beta \frac{x_1}{h_{кк}}\right), \quad v_{кк} = v_{икк} \exp - \beta = v_0 \exp - (\alpha + \beta) \text{ при } h_{кк} \geqslant x_1 \geqslant h_{икк}; \quad v_1 = v_{кк} \exp - \gamma \frac{x_1}{h_{кк} + h_{икк}} = v_0 \exp - \left(\alpha + \beta + \gamma \frac{x_1}{h_{кк} + h_{икк}}\right) \text{ при } h_{кк} + h_{икк} \geqslant x_1 \geqslant h_{кк}, \tag{10.4}$$

где v_1 — скорость испарения, м/сут; x_1 — глубина залегания грунтовых вод, м; v_0 — скорость испарения при $x_1 = 0$; $v_{кк}$, $v_{икк}$ — скорости испарения при $x_1 = h_{кк}$ или $h_{икк}$; α, β, γ — эмпирические коэффициенты.

Если $h_{кк} = h_{икк}$:

$$v_1 = v_0 \exp - \alpha \frac{x_1}{h_{кк}}, \quad v_{кк} = v_0 \exp - \alpha \text{ при } h_{кк} \geqslant x_1 \geqslant 0;$$

$$v_1 = v_{кк} \exp - \beta \frac{x_1}{2h_{кк}} = v_0 \exp - \left(\alpha + \beta \frac{x_1}{2h_{кк}}\right) \text{ при } 2h_{кк} \geqslant$$

$$\geqslant x_1 \geqslant h_{кк}. \qquad (10.5)$$

Если $h_{икк} > h_{кк}$:

$$v_1 = v_0 \exp - \alpha \frac{x_1}{h_{кк}}, \quad v_{кк} = v_0 \exp - \alpha \text{ при } h_{кк} \geqslant x_1 \geqslant 0;$$

$$v_1 = v_{кк} \exp - \beta \frac{x_1}{h_{нкк}} = v_0 \exp - \left(\alpha + \beta \frac{x_1}{h_{икк}}\right), \; v_{икк} = v_0 \exp -$$

$$- (\alpha + \beta) \text{ при } h_{икк} \geqslant x_1 \geqslant h_{кк}; \quad v_1 = v_{нкк} \exp - \gamma \frac{x_1}{h_{кк} + h_{икк}} =$$

$$= v_0 \exp - \left(\alpha + \beta + \gamma \frac{x_1}{h_{кк} + h_{нкк}}\right) \text{ при } h_{кк} + h_{нкк} \geqslant x_1 \geqslant h_{нкк}.$$

$$(10.6)$$

В условиях транспирации эмпирические зависимости v_1 от x_1 выглядят следующим образом.

Если глубина уровня испарения капиллярной каймы больше мощности зоны транспирации ($h_{икк} > h_т$):

$$v_1 = v_0 \exp - \alpha \frac{x_1}{h_т}, \quad v_т = v_0 \exp - \alpha \text{ при } h_т \geqslant x_1 \geqslant 0;$$

$$v_1 = v_т \exp - \beta \frac{x_1}{h_{икк}} = v_0 \exp - \left(\alpha + \beta \frac{x_1}{h_{икк}}\right), \quad v_{нкк} = v_т \exp - \beta =$$

$$= v_0 \exp - (\alpha + \beta) \text{ при } h_{икк} \geqslant x_1 \geqslant h_т; \; v_1 = v_{икк} \exp - \gamma \frac{x_1}{h_{кк}} =$$

$$= v_0 \exp - \left(\alpha + \beta + \gamma \frac{x_1}{h_{кк}}\right), \quad v_{кк} = v_{нкк} \exp - \gamma = v_0 \exp -$$

$$- (\alpha + \beta + \gamma) \text{ при } h_{кк} \geqslant x_1 \geqslant h_{икк}; \; v_1 = v_{кк} \exp - \lambda \frac{x_1}{h_{кк} + h_т} =$$

$$= v_0 \exp - \left(\alpha + \beta + \gamma + \lambda \frac{x_1}{h_{кк} + h_т}\right), \quad v_{кк+т} = v_{кк} \exp - \lambda =$$

$$= v_0 \exp - (\alpha + \beta + \gamma + \lambda) \text{ при } h_{кк} + h_т \geqslant x_1 \geqslant h_{кк};$$

$$v_1 = v_{кк+т} \exp - \rho \frac{x_1}{h_{кк} + h_{нкк}} = v_0 \exp - \left(\alpha + \beta + \gamma + \lambda +\right.$$

$$\left. + \rho \frac{x_1}{h_{кк} + h_{икк}}\right) \text{ при } h_{кк} + h_{икк} \geqslant x_1 \geqslant h_{кк} + h_т, \qquad (10.7)$$

где v_0, $v_т$, $v_{икк}$, $v_{кк}$, $v_{кк+т}$ — соответственно скорости испарения при $x_1 = 0$, $h_т$, $h_{икк}$, $h_{кк}$, $h_{кк} + h_т$, α, β, γ, λ, ρ — эмпирические коэффициенты.

Если $h_{икк} < h_т$:

$$v_1 = v_0 \exp - \alpha \frac{x_1}{h_{нкк}}, \quad v_{икк} = v_0 \exp - \alpha \text{ при } h_{нкк} \geqslant x_1 \geqslant 0;$$

$$v_1 = v_{нкк} \exp - \beta \frac{x_1}{h_т} = v_0 \exp - \left(\alpha + \beta \frac{x_1}{h_т}\right), \quad v_т = v_{икк} \exp - \beta =$$

$$= v_0 \exp - (\alpha + \beta) \text{ при } h_т \geqslant x_1 \geqslant h_{нкк}; \quad v_1 = v_т \exp - \gamma \frac{x_1}{h_{кк}} =$$

$$= v_0 \exp - \left(\alpha + \beta + \gamma \frac{x_1}{h_{кк}}\right), \quad v_{кк} = v_т \exp - \gamma = v_0 \exp - (\alpha +$$

$$+ \beta + \gamma) \text{ при } h_{кк} \geqslant x_1 \geqslant h_т; \quad v_1 = v_{кк} \exp - \lambda \frac{x_1}{h_{кк} + h_{икк}} =$$

$$= v_0 \exp - \left(\alpha + \beta + \gamma + \lambda \frac{x_1}{h_{кк} + h_{нкк}}\right), \quad v_{кк+икк} = v_{кк} \exp - \lambda =$$

$$= v_0 \exp - (\alpha + \beta + \gamma + \lambda) \text{ при } h_{кк} + h_{нкк} \geqslant x_1 \geqslant h_{кк};$$

$$v_1 = v_{кк+икк} \exp - \rho \left(\frac{x_1}{h_{кк} + h_т}\right) = v_0 \exp - \left(\alpha + \beta + \gamma + \lambda +\right.$$

$$\left. + \rho \frac{x_1}{h_{кк} + h_т}\right) \text{ при } h_{кк} + h_т \geqslant x_1 \geqslant h_{кк} + h_{икк}. \quad (10.8)$$

Если $h_т = h_{икк}$, используются те же формулы, что и при отсутствии транспирации. В практических расчетах, если $h_{кк} \geqslant x_1$ и нет данных о величинах $h_{нкк}$, $h_т$, $v_{икк}$ и $v_т$, можно использовать формулу

$$v_1 = v_0 \exp - \alpha \frac{x_1}{h_{кк}}, \quad (10.9)$$

где величина v_0 определяется по уравнению (2.1); величина α вычисляется по формуле $\alpha = \frac{h_{кк}}{x_1} \ln \frac{v_0}{v_1}$; величина v_1 для данной территории берется по данным метеостанций или по картам испарения.

Пример 34. Для исследуемой территории известны следующие данные: испарение равно 480 мм/г, испаряемость — 800 мм/г, мощность капиллярной каймы грунтовых вод — 3,5 м, глубина залегания грунтовых вод — 3 м. Найти величину v_1 при $x_1 = 1{,}5$ м; построить график зависимости v_1 от x_1.

1. Рассчитать величины v_1 и v_0:

$$v_1 = \frac{0{,}48}{365} = 1{,}32 \cdot 10^{-3} \text{ м/сут}; \quad v_0 = \frac{0{,}8}{365} = 2{,}19 \cdot 10^{-3} \text{ м/сут}.$$

2. В соответствии с уравнением (10.9) определить величину α:

$$\alpha = \frac{3{,}5}{3} \ln \frac{2{,}19 \cdot 10^{-3}}{1{,}32 \cdot 10^{-3}} = 0{,}59.$$

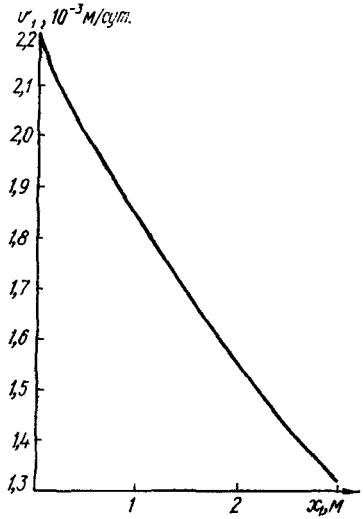


Рис. 55. График зависимости скорости испарения (v_1) от глубины залегания грунтовых вод (x_1).

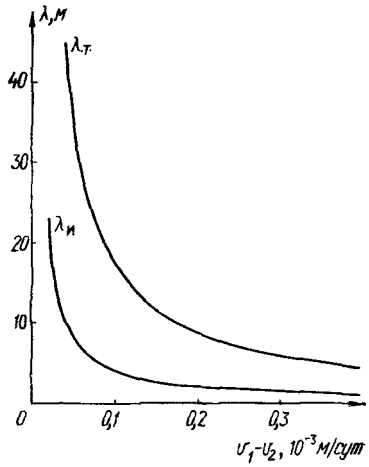


Рис. 56. Графики зависимости коэффициентов $\lambda_и$ и $\lambda_т$ от соотношения скоростей водопоступления и испарения.

3. В соответствии с уравнением (10.9) найти величину v_1 при $x_1 = 1{,}5$ м:

$$v_1 = 2{,}19 \cdot 10^{-3} \exp -\frac{0{,}59 \cdot 1{,}5}{3{,}5} = 1{,}7 \cdot 10^{-3} \text{ м/сут.}$$

4. Найти величину v_1 при разных значениях x_1 и построить график этой зависимости (рис. 55).

Операция 4. Для расчета параметра λ при изменении глубины залегания уровня грунтовых вод в результате орошения следует использовать формулу

$$\lambda = \frac{(D_Ф - D_М)(W_п - W_г)\,10^{-2}}{v_1 - v_2}, \qquad (10.10)$$

где $D_Ф$ — коэффициент фильтрационной диффузии; $D_М$ — коэффициент молекулярной диффузии; $W_п$, $W_г$ — соответственно полная и гигроскопическая влагоемкости пород; v_1, v_2 — скорости испарения и водопоступления.

Величиной $D_м$ в уравнении (10.10) в большинстве случаев можно пренебречь, величина $D_Ф$ в условиях установившегося водно-солевого режима рассчитывается по уравнениям (3.70, 3.72, 3.74), величина v_2 — по уравнению (10.1), а v_1 — по уравнениям, приведенным в предыдущей операции. В результате использования уравнения (10.10) строятся графики зави-

симости λ от v_1—v_2, которые могут быть использованы в практических расчетах (рис. 56). При этом величина глубины залегания уровня грунтовых вод x_1 в условиях установившегося водно-солевого режима при постоянной величине v_2 зависит от мощности дренажной сети. Величины коэффициентов конвективной диффузии в пределах исследуемой территории для зон транспирации ($D_Ф^т$) и зоны инфильтрации ($D_Ф^и$) рассчитаны по данным естественной мелиоративно-гидрохимической обстановки в главе 9 (пример 30).

Пример 35. Для исследуемой территории известно: $D_Ф^т$ в зоне транспирации равен $7{,}18 \cdot 10^{-3}$ м²/сут; $D_Ф^н$ в зоне инфильтрации равен $1{,}74 \cdot 10^{-3}$ м²/сут; $W_п = 31$ %; $W_г = 6$ %; $v_1 = 1{,}32 \cdot 10^{-3}$ м/сут; $v_2 = 1{,}73 \cdot 10^{-3}$ м/сут. Найти величину λ при $x_1 = 3$ и построить зависимости λ от соотношения величин v_1 и v_2.

1. Для зоны транспирации найти величину $\lambda_т$ по уравнению (10.10)

$$\lambda_т = \frac{7{,}18 \cdot 10^{-3} \cdot 25 \cdot 10^{-2}}{-0{,}41 \cdot 10^{-3}} = -4{,}38 \text{ м}.$$

2. Для зоны инфильтрации найти величину $\lambda_н$ по уравнению (10.10)

$$\lambda_н = \frac{1{,}74 \cdot 10^{-3} \cdot 25 \cdot 10^{-2}}{-0{,}41 \cdot 10^{-3}} = -1{,}06 \text{ м}.$$

3. Построить график зависимости $\lambda_т$ и $\lambda_н$ от v_1— v_2 (рис. 56).

Операция 5. При орошении пресными водами (операция 5.1) в условиях установившегося водно-солевого режима при различных величинах x_1, регулирующихся дренажной сетью, минерализация гипотетических поровых растворов и грунтовых вод рассчитывается: для зоны транспирации — уравнением (7.33), для зоны инфильтрации — (7.25), для ирригационно-грунтовых вод — (7.42). При этом величины λ и v_1 при разных значениях установившегося уровня грунтовых вод x_1 определяются по уравнениям (10.10, 10.9). Относительные концентрации отдельных ионов, %-экв/м³, в прогнозных гипотетических растворах в условиях, когда $C_2 \approx 0$, есть величины постоянные, равные соответствующим концентрациям в собственно грунтовых водах. При орошении минерализованными водами (операция 5.2) с составом, отличающимся от ионно-солевого состава грунтовых вод, расчет распределения концентраций по профилю толщи активного водосолеобмена выполняется для каждого иона отдельно по уравнениям: (7.33) — для зоны транспирации, (7.25) — для зоны инфильтрации и (7.42) — для ирригационно-грунтовых вод. Величины λ и v_1 при разных значениях x_1 корректируются так же, как и при орошении пресными водами.

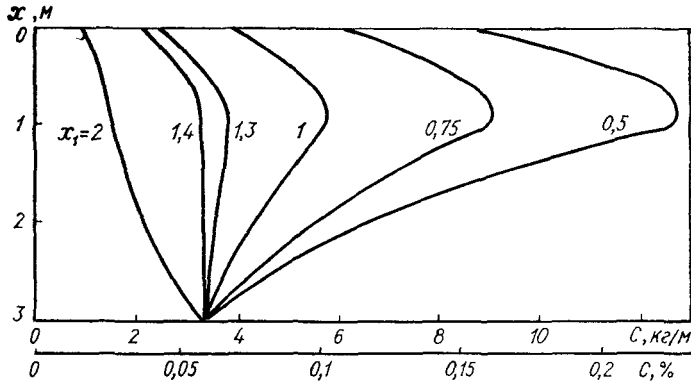


Рис. 57. Распределение солей в поровых растворах и ирригационно-грунтовых водах при изменении величины x_1 от 0,5 до 2 м в условиях орошения пресными водами ($C_{ор} = 0{,}286$ кг/м³).

Пример 36. Мощность зоны транспирации на исследуемой территории равна 1 м, минерализация грунтовых вод равна 3,32 кг/м³, скорость инфильтрации, рассчитанная по уравнению (10.1), равна $1{,}73 \cdot 10^{-3}$ м/сут, глубина залегания собственно-грунтовых вод равна 3 м, глубина залегания ирригационно-грунтовых вод при отсутствии искусственного дренажа, рассчитанная гидродинамическими методами, для данных условий равна 0,25 м. Найти распределение концентраций ионов в гипотетических поровых растворах и ирригационно-грунтовых водах при различных глубинах установившегося уровня, регулируемых с помощью искусственного дренажа.

При орошении пресными водами расчет выполняется следующим образом:

1. В соответствии с уравнением (7.25), в котором величины λ и v_1 находятся по графикам, приведенным на рис 55, 56, найти распределение по профилю зоны инфильтрации значений минерализации при различных значениях глубины залегания установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод. Результаты приведены на рис. 57 в интервале от 3 до 1 м.

2. В пределах зоны транспирации (0—1 м) распределение минерализации C по профилю пород рассчитать по уравнению (7.33) при разных значениях x_1, в которых величины v_1 и λ для разных глубин ирригационно-грунтовых вод снимаются с графика (рис. 55, 56). При этом величины C_0 в уравнении (7.33) равны значениям C, рассчитанным для зоны инфильтрации при $x = 1$ м.

3. Расчетные величины C при разных x_1 занести в таблицу и построить графики распределения величин C по профилю зоны транспирации при разных значениях x_1 (см. рис. 57).

4. В любой точке профиля толщи активного водосолеобмена концентрацию каждого из ионов в гипотетических растворах найти по формуле

$$И = \frac{CИ_1}{C_1}, \qquad (10.11)$$

где И — концентрация иона в гипотетическом растворе.; C — минерализация гипотетического раствора: $И_1$, C_1 — соответственно кон-

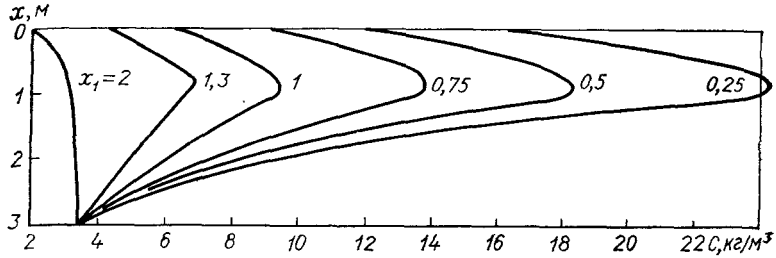


Рис. 58. Распределение сульфатных ионов в поровых растворах и ирригационно-грунтовых водах при изменении величины x_1 от 0,25 до 2 м в условиях орошения минерализованными водами ($C_{ор} = 1{,}938$ кг/м³).

центрация иона и минерализация грунтовых вод. Величины C в любой точке профиля толщи активного водосолеобмена при разных x_1 снимаются с графиков.

При орошении минерализованными водами порядок расчета для каждого из ионов следующий:

1. В зоне инфильтрации (3—1 м) расчет величины И для различных значений x_1 выполнить по уравнению (7.25) при $v_1 > v_2$ и $v_1 < v_2$; корректировка λ и v_1 для разных глубин грунтовых вод производится по графикам (рис. 55, 56).

2. В зоне транспирации (0—1 м) рассчитать величины И по уравнению (7.33). Величины C_0 принять равными C, рассчитанными для зоны инфильтрации при $x = 1$ м.

3. Построить графики распределения концентраций ионов и минерализации в гипотетических растворах по профилю пород (рис. 58).

Результаты прогнозирования гипотетических максимальных концентраций ионов в поровых растворах зоны транспирации, вычисленные по уравнениям (7.33, 7.36), где $x_{max} = x_1 \frac{v_2}{v_1}$, при различной влажности пород, глубинах уровня ирригационно-грунтовых вод и минерализации оросительных вод приводятся в виде таблиц. Величины концентраций ионов в прогнозных гипотетических поровых растворах, в зависимости от влажности почвогрунтов, вычисляются по формуле

$$C_0 = \frac{C_{пр}(W - W_г)}{W_0 - W_{0г}}, \qquad (10.12)$$

где C_0 — минерализация или концентрация отдельных ионов в гипотетических прогнозных растворах при наблюдаемой в настоящий момент влажности, равной W_0, и гигроскопической влажности, равной $W_{0г}$; $C_{пр}$ — минерализация или концентрации отдельных ионов в прогнозном гипотетическом поровом растворе при влажности почвогрунтов (W) и гигроскопической влажности ($W_г$), наблюдаемых в момент прогнозирования.

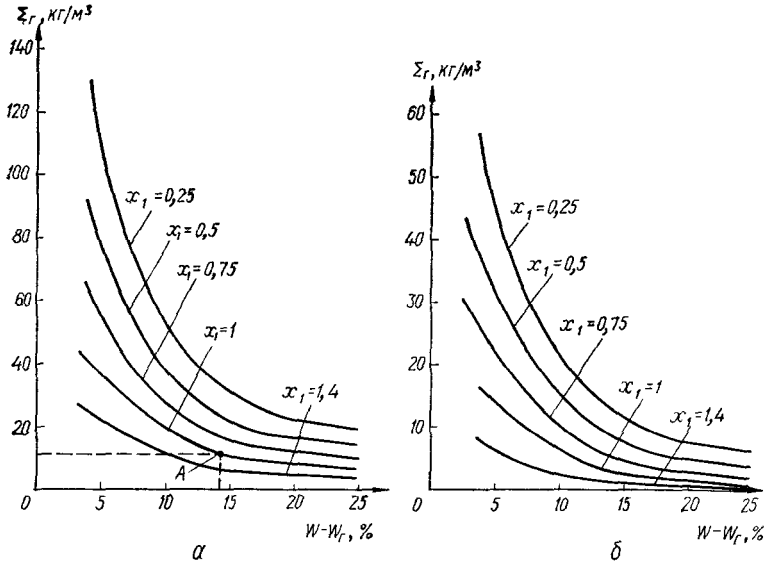


Рис. 59. Номограмма зависимости суммы растворимых солей в прогнозном гипотетическом поровом растворе (*а*) и твердой фазы этих солей (*б*) в горизонте максимального соленакопления активного слоя почвы от влажности пород при различных глубинах установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод ($C_{ор} = 0{,}286$ кг/м³).

Величина И может быть найдена с помощью номограммы зависимости концентрации ионов в прогнозных гипотетических поровых растворах от влажности почвогрунтов при любых глубинах установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод. Для исследуемой территории пример такой зависимости приведен на рис. 59. Например, при значении $x_1 = 1$ м и влажности почвогрунтов, равной наименьшей влагоемкости (22,8 %), что соответствует величине $W - W_г = 14{,}3$ %, сумма растворимых солей в гипотетическом поровом растворе составляет 10 кг/м³ (точка *A*).

В условиях естественной мелиоративно-гидрохимической обстановки на исследуемой территории $x_1 = 3$ м, $v_1 = 1{,}32 \cdot 10^{-3}$ м/сут, $n = 0{,}25$, $v_2 = 1{,}45 \cdot 10^{-3}$ м/сут, $C_1 = 3{,}32$ кг/м³, $C_2 = 0{,}022$ кг/м³ (распределение валовых содержаний солей в почвогрунтах зоны аэрации показано на рис. 60).

Операция 6. Выполняется в соответствии с методикой, приведенной в главе 7.

Операция 6.1. Соответствующие количества солей, выпавших из гипотетических поровых растворов, приводятся

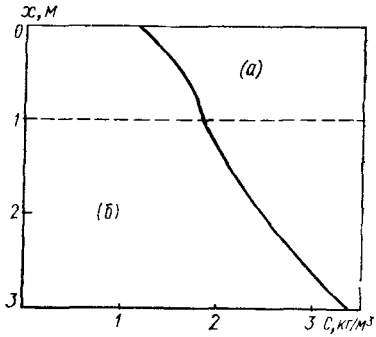


Рис. 60. Распределение солей в прогнозном гипотетическом поровом растворе пород зоны аэрации в условиях естественной мелиоративно-гидрохимической обстановки:

а — зона транспирации; *б* — зона инфильтрации

в таблицах. Зависимость содержания солей в твердой фазе от влажности почвогрунтов при любых значениях глубины установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод представляется в виде номограммы (рис. 59).

Операция 6.2. Результаты расчета концентраций ионов и суммы токсичных солей в прогнозных скорректированных растворах для исследуемой территории при различной влажности пород, глубинах установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод и минерализации оросительных вод приводятся в виде таблиц.

Операция 6.3. Выполняется по данным концентрации ионов в прогнозных скорректированных растворах в соответствии с методикой, приведенной в главе 7.

Операция 6.4. Для расчета порогов токсичности по формуле (8.3) используются данные о типовых усредненных гипотетических поровых растворах в слабозасоленных почвогрунтах с различным типом засоления, приведенные в табл. 42. Для расчета этих условных растворов использованы данные

42. Типовой усредненный гипотетический состав поровых растворов, рассчитанный по нижнему пределу содержания солей в различных типах слабозасоленных почвогрунтов ($W_{нв} - W_г = 18$ %, $\delta = 1300$ кг/м³)

Тип засоления почвогрунтов (*n*)	Концентрации ионов, кг/м³						
	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	$\Sigma_г$
Хлоридное	1,46	0,34	0,60	0,26	0,16	0,59	3,41
Сульфатно-хлоридное	1,45	0,38	0,60	0,27	0,16	0,60	3,46
	2,01	0,58	0,60	0,38	0,22	0,66	4,44
Сульфатно-хлоридное, хлоридно-сульфатное	3,60	1,00	0,60	0,70	0,37	0,77	7,04
Хлоридно-сульфатное	5,00	1,68	0,60	1,04	0,48	1,02	9,82
	7,26	5,04	0,60	2,10	0,78	1,79	17,5
Сульфатное	7,82	7,42	0,60	2,73	0,92	2,02	21,5

по соотношению анионов и катионов в водных вытяжках, свойственные почвогрунтам с различным типом засоления (табл. 43, 44). Величины концентраций ионов в типовых

43. Химический тип засоления почвогрунтов по анионному составу (А. В. Новикова, 1976)

Тип засоления	Отношение анионов в водной вытяжке, 10^{-3} кг-экв/м³			Отношение анионов и катионов в водной вытяжке, 10^{-3} кг-экв/м³
	$\frac{Cl^-}{SO_4^{2-}}$	$\frac{HCO_3^-}{Cl^-}$	$\frac{HCO_3^-}{SO_4^{2-}}$	
Хлоридное	>2,5	—	—	—
Сульфатно-хлоридное	2,5—1,0	—	—	—
Хлоридно-сульфатное	1,0—0,2	—	—	—
Сульфатное	<0,2	—	—	—
Содово-хлоридное	>1	<1	>1	$HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$
Содово-сульфатное	<1	>1	<1	«
Хлоридно-содовое	>1	>1	>1	«
Сульфатно-содовое	<1	>1	>1	«

44. Химический тип засоления почвогрунтов по катионному составу (А. В. Новикова, 1976)

Тип засоления	Отношение катионов в водной вытяжке, 10^{-3} кг-экв/м³		
	$\frac{Na^+}{Mg^{+2}}$	$\frac{Na^+}{Ca^{2+}}$	$\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$
Натриевый	>1	>1	—
Магниево-натриевый	>1	>1	>1
Кальциево-натриевый	>1	>1	<1
Натриево-магниевый	<1	>1	>1
Натриево-кальциевый	>1	<1	<1
Кальциево-магниевый	<1	<1	>1
Магниево-кальциевый	<1	<1	<1
Магниевый	<1	—	>1
Кальциевый	—	<1	<1

усредненных скорректированных поровых растворах, свойственных слабозасоленным почвогрунтам с различным типом засоления, близки к порогам токсичности, рассчитанным по формуле (8.2); эти величины приведены в табл. 45.

Поскольку растения потребляют соли исключительно в ионном состоянии, при расчетах порогов токсичности следует учитывать, что в поровых растворах часть солей находится в виде молекул, часть в виде комплексных ионов (ассоциаций).

45. Типовой усредненный скорректированный состав поровых растворов, рассчитанный по нижнему пределу содержания солей в различных типах слабозасоленных почвогрунтов
($W_{нв} - W_г = 18$ %, $\delta = 1300$ кг/м^3)

Тип засоления почвогрунтов (n)	Концентрации ионов, кг/м^3							
	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	Σ_C	Σ_T
Хлоридное	0,73	0,34	0,72	0,12	0,07	0,64	2,62	1,70
Сульфатно-хлоридное	0,74	0,38	0,72	0,13	0,07	0,65	2,69	1,77
	1,22	0,58	0,72	0,18	0,17	0,69	3,56	2,00
Сульфатно-хлоридное, хлоридно-сульфатное (1)	1,83	1,00	0,72	0,30	0,25	0,83	4,93	2,62
Хлоридно-сульфатное (0,6; 0,2)	2,20	1,68	0,72	0,44	0,28	1,08	6,40	3,00
	1,89	5,04	0,72	0,50	0,65	1,80	10,6	8,12
Сульфатное (0,13)	1,65	6,73	0,72	0,44	0,92	2,12	12,6	10,1

В связи с этим данные, приведенные в табл. 45, следует скорректировать с целью получения сведений об истинном состоянии солей в ионно-молекулярном растворе. Методика расчета концентраций химических ингредиентов в ионно-молекулярном растворе приведена в главе 7. Результаты расчета состава ионно-молекулярных поровых растворов для некоторых почвогрунтов приведены в табл. 46.

Оценка содержаний химических ингредиентов, определяющих пороги токсичности солей в поровых растворах почвогрунтов с различным типом засоления. Выполняется для гипотетических, скорректированных и ионно-молекулярных растворов, рассчитанных для слабозасоленных почвогрунтов с различным типом засоления по нижнему пределу содержания солей при $W_{нв} - W_г = 18$ % и $\delta = 1300$ кг/м^3, что соответствует усредненным значениям наименьшей влагоемкости и плотности почвогрунтов юга Украины.

Хлор. Предельно допустимое содержание хлора в гипотетическом (условном) поровом растворе, кг/м^3, для почвогрунтов с любым типом засоления оценивается в соответствии с эмпирической зависимостью

$$[Cl^-]_г = 35\left[0{,}021\left(2 - \frac{18}{18 - W_o}\right)\right], \qquad (10.13)$$

где $W_{но}$ — нерастворяющая влагоемкость, методика расчета которой приведена в главе 7.

Это связано с влиянием на концентрации хлора в скорректированном растворе явлений отрицательной адсорбции. Порог токсичности скорректированного порового раствора по хлору

46. Типовой усредненный скорректированный ионно-молекулярный содержания солей в различных

Тип засоления почвогрунтов (*n*)	Концентрации ионов и молекул							
	Ca^{2+}	$CaHCO_3^+$	$CaCO_3^0$	$CaSO_4^0$	Mg^{2+}	$MgHCO_3^+$	$MgCO_3^0$	$MgSO_4^0$
Сульфатно-хлоридное, хлоридно-сульфатное (*1*)	0,28 / 0,014	0.04 / <0,001	0 / 0	0,03 / <0,001	0,23 / 0,019	0,04 / <0,001	0 / 0	0,03 / <0,001
Хлоридно-сульфатное (0,2)	0,48 / 0,024	0,03 / <0,001	0 / 0	0,04 / <0,001	0,61 / 0,051	0,06 / <0,001	0 / 0	0,08 / <0,001
Сульфатное (0,13)	0,42 / 0,021	0,03 / <0,001	0 / 0	0,06 / <0,001	0,85 / 0,071	0,05 / <0,001	0 / 0	0,16 / 0,003

Примечание: Σ_C — сумма солей в скорректированном ионно-

ионов; $\Sigma^T_{ГЛ}$ — сумма главных токсичных ионов;

$[Cl^-]_C$ для почвогрунтов с любым типом засоления есть величина постоянная, равная 0,72 кг/м³, или 0,021 кмоль/м³.

Сульфаты. Концентрации ионов $[SO_4^{2-}]_Г$, кг/м³, в гипотетических поровых растворах при концентрации хлора, равной 0,72 кг/м³, не должны превышать величины $\frac{1}{n}$, где $n = \frac{[Cl^-]_Г}{[SO_4^{2-}]_Г}$; при оценке величины n концентрации сульфатов и ионов хлора выражаются в мг-экв/л. В почвогрунтах с сульфатным типом засоления при концентрациях ионов хлора, равных или меньших 0,72 кг/м³, концентрации сульфатных ионов не должны превышать 7,4 кг/м³. Концентрация $[SO_4^{2-}]_Г$, равная 7,4 кг/м³, является абсолютным порогом токсичности гипотетического раствора по сульфатам в случае, если концентрации остальных ионов меньше или равны порогам токсичности раствора по этим ионам.

Предельно допустимые концентрации $[SO_4^{2-}]_C$ в скорректированных поровых растворах при $[Cl^-]_C = 0,72$ кг/м³ определяются по графику зависимости $[SO_4^{2-}]_C$ от n, приведенному на рис. 61. Однако в случае, если концентрации остальных ионов меньше или равны их порогам токсичности, предельно допустимая концентрация $[SO_4^{2-}]_C$ не должна превышать

остав поровых растворов, рассчитанный по нижнему пределу
пах слабозасоленных почвогрунтов

(числитель — в кг/м³, знаменатель — в кг-экв/м³)

Na^+	$NaCO_3^-$	$NaSO_4^-$	SO_4^{2-}	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	Σ_C	Σ_M	$\Sigma_{ГЛ}$	$\Sigma^T_{ГЛ}$
0,81 / 0,035	0 / 0	0,07 / <0,001	0,91 / 0,019	0 / 0	1,77 / 0,028	0,72 / 0,021	4,93 / 0,138	0,06 / <0,001	4,72 / 0,136	2,44 / 0,80
1,36 / 0,072	0 / 0	0,72 / 0,006	4,38 / 0,091	0 / 0	1,83 / 0,029	0,72 / 0,021	10,6 / 0,296	0,12 / 0,01	9,7 / 0,288	7,4 / 0,230
1,89 / 0,082	0 / 0	1,17 / 0,010	5,61 / 0,117	0 / 0	1,61 / 0,026	0,72 / 0,021	12,6 / 0,352	0,22 / 0,03	11,0 / 0,338	9,1 / 0,286

молекулярном растворе: Σ_M — сумма молекул; $\Sigma_{ГЛ}$ — сумма главных

$$n = \frac{[Cl^-]_Г}{[SO_4^{2-}]_Г}.$$

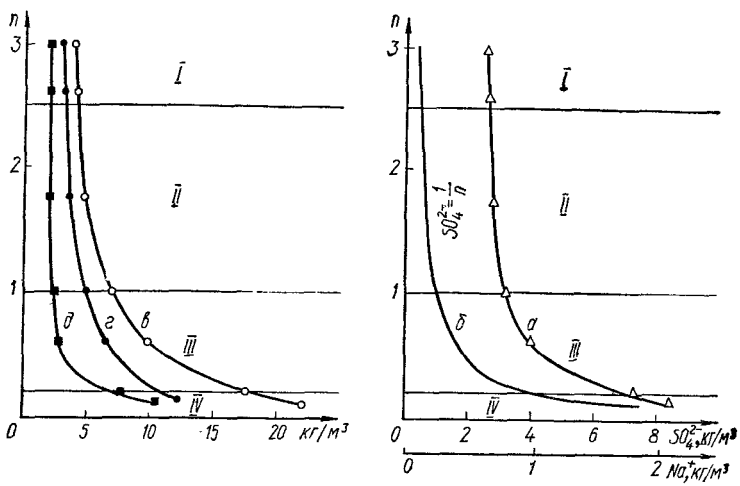


Рис. 61. Графики зависимости предельно-допустимых концентраций сульфатов (*б*) и суммы растворимых солей (*в*) в гипотетическом поровом растворе, ионов натрия (*а*), суммы растворимых (*г*) и токсичных (*д*) солей в скорректированном поровом растворе от $n = \frac{[Cl^-]_Г}{[SO_4^{2-}]_Г}$ (*I* — хлоридный, *II* — сульфатно-хлоридный, *III* — хлоридно-сульфатный, *IV* — сульфатный типы засоления почвогрунтов).

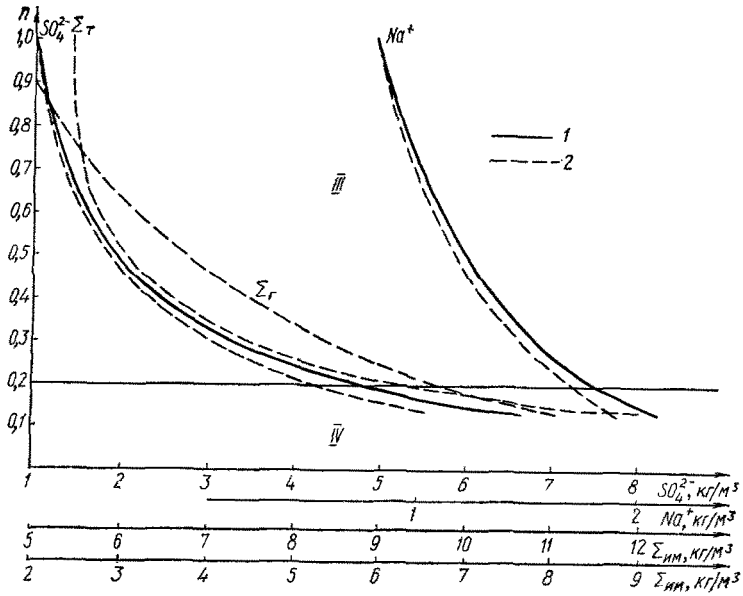


Рис. 62. Графики зависимости предельно допустимых концентраций некоторых химических ингредиентов от $n = \frac{[Cl^-]_г}{[SO_4^{2-}]_г}$ для почвогрунтов с сульфатно-хлоридиым (*III*) и сульфатиым (*IV*) типами засоления почвогрунтов.

1 — скорректированный поровый раствор; *2* — ионно-молекулярный поровый раствор

6,7 кг/м³ — это абсолютный порог токсичности скорректированного порового раствора по сульфатам.

В ионно-молекулярных растворах предельно допустимые концентрации $[SO_4^{2-}]_{им}$ определяются по графику (рис. 62), однако порог токсичности по сульфатам не должен превышать 5,6 кг/м³.

Натрий. В гипотетических поровых растворах при концентрациях ионов хлора, равных порогу токсичности, предельно допустимые концентрации ионов натрия определяются по формуле

$$[Na^+]_г = [Na^+]_с - 0{,}657\,(0{,}72 - [Cl^-]_г)\,n, \qquad (10.14)$$

где $[Cl^-]_г$ определяется по формуле (10.13), $[Na^+]_с$ — порог токсичности натрия в скорректированных растворах; n — удельный вес ионов натрия в сумме кг-экв/м³ натрия и магния в данных почвогрунтах.

В скорректированных поровых растворах величина $[Na^+]_с$ определяется по графику (рис. 61) и не должна превышать

1,5 кг/м³. Ионно-молекулярных растворах величина $[Na^+]_{им}$, определяемая по графику (рис. 62), не должна превышать 1,2 кг/м³.

Сумма растворимых солей. Пороги токсичности по сумме растворимых солей в гипотетических, скорректированных и ионно-молекулярных поровых растворах $\sum_г$, $\sum_с$, $\sum_{им}$ определяются по графикам, приведенным на рис. 61, 62. Эти величины соответственно не должны превышать 21,7; 12,6 и 11,1 кг/м³.

Сумма легкорастворимых токсичных солей. В скорректированном и ионно-молекулярном растворах пороги токсичности $\sum_т^с$, $\sum_т^{им}$ определяются по графикам (рис. 61, 62). Лимитирующие значения $\sum_т^с$ и $\sum_т^{им}$ не должны превышать 10,5 и 9,1 кг/м³.

Сведения о величинах относительных и абсолютных порогов токсичности химических ингредиентов в поровых растворах почвогрунтов с различным типом засоления приведены в табл. 47, 48.

Операция 7. Величины *ПДУ*, определение которых приведено в главе 5, рассчитываются в зависимости от значений порогов токсичности по сумме растворимых солей в процентах от массы породы, по суммам растворимых солей в гипотетическом поровом растворе (кг/м³), по содержанию в поровом растворе легкорастворимых солей (кг/м³) и по содержанию в поровом растворе отдельных токсичных ионов — CO_3^{2-}, Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+ (кг/м³). Величина предельно допустимого уровня лимитируется содержанием солей в породах и поровых растворах в горизонте максимального соленакопления активного слоя почвы. Глубина этого горизонта в условиях режима засоления рассчитывается по формуле (7.35) в случае, если $x_1 > УКК$, и равна мощности активного слоя почвы, если $x_1 \leqslant УКК$. В случае промывного водно-солевого режима глубина горизонта максимального соленакопления всегда равна мощности активного слоя почвы.

Операция 7.1. Зависимости находятся путем построения графиков, где на оси ординат откладывается глубина установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод (x_1), а на оси абсцисс — процентное содержание в почвогрунтах суммы растворимых солей в гипотетическом и скорректированном растворах, суммы токсичных легкорастворимых солей и отдельных токсичных ионов (CO_3^{2-}, Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+) в горизонте максимального соленакопления активного слоя почвы при данных минерализациях и содержаниях отдельных ионов в оросительных водах. В пределах исследуемой территории графики зависимости x_1 от содержаний химических ингре-

47. Оценка содержаний химических ингредиентов, определяющих пороги токсичности солей в поровых растворах почвогрунтов с различным типом засоления ($W_{нв} - W_г = 18$ %, $\delta = 1300$ кг/м³)

Тип засоленности почвогрунтов (n)	Cl^-		SO_4^{2-}			Na^+			$\Sigma_И$			$\Sigma_Т$	
	Тип порового раствора												
	Г	С	Г	С	ИМ	Г	С	ИМ	Г	С	ИМ	С	ИМ
Хлоридное (> 2,5)	0,60 / 0,008 для почвогрунтов, сложенных тонкопылеватыми суглинками	0,72 / 0,01	0,36 / 0,005			0,59 / 0,008	0,65 / 0,009		3,58 / 0,05	2,65 / 0,04		1,73 / 0,02	
Сульфатно-хлоридное (2,5—1,0)			0,57 / 0,008			0,64 / 0,009	0,70 / 0,01		4,60 / 0,06	3,56 / 0,05		2,00 / 0,03	
Хлоридно-сульфатное (1,0—0,2)			1,67 / 0,023		1,50 / 0,021	1,05 / 0,014	1,10 / 0,015	1,05 / 0,014	7,21 / 0,1	6,40 / 0,089	6,10 / 0,084	3,00 / 0,042	2,75 / 0,038
Сульфатное (0,2—0,13)			6,06 / 0,084	5,88 / 0,081	4,90 / 0,068	1,46 / 0,02	1,50 / 0,02	1,40 / 0,019	19,0 / 0,26	11,5 / 0,16	10,5 / 0,15	9,00 / 0,12	8,00 / 0,11
Сульфатное (< 0,13)			7,42 / 0,1	6,73 / 0,093	5,60 / 0,078				21,7 / 0,3	12,6 / 0,17	11,1 / 0,14	10,5 / 0,15	9,10 / 0,12

Примечание: выше двойной черты — средние относительные значения, ниже — абсолютные значения порогов токсичности; в числителе — кг/м³, в знаменателе — %, $n = \frac{[Cl^-]_Г}{[SO_4^{2-}]_Г}$; Г — гипотетический поровый раствор; С — скорректированный раствор; ИМ — ионно-молекулярный раствор.

48. Значения величин предельно допустимых (абсолютных) порогов токсичности химических ингредиентов в поровых растворах ($W_{нв} - W_г = 18\ \%$, $\delta = 1300$ кг/м³)

Химические ингредиенты	$[Cl^-]_C = [Cl^-]_к$	$[SO_4^{2-}]_C = [SO_4^{2-}]_к$	$[Na^+]_C = [Na^+]_к$	$M_Г = \bar{M}_0$	$M_C = \bar{M}_к$	$M_C - 112\,[Ca^{2+}]_C - 25\,[HCO_3^-]_C = \bar{M}_T$	$0{,}5\,[HCO_3^-]_C - ([Ca^{2+}]_C + [Mg^{2+}]_C) = C_{од}$	$\frac{[Ca^{2+}]_C + [Mg^{2+}]_C}{M_C\,[Na^+]_C} = K_{ос}$
				сумма солей		сумма токсичных солей	содовое засоление	осолонцевание
Величина порогов токсичности	$21 \cdot 10^{-3}$	$70 \cdot 10^{-3}$	$65 \cdot 10^{-3}$	21,7	12,6	10,5	$1 \cdot 10^{-3}$	**0,115**

Примечание: 1) $M = 40\,[Ca^{2+}] + 24\,[Mg^{2+}] + 23\,[Na^+] + 39\,[K^+] + 61\,[HCO_3^-] + 96\,[SO_4^{2-}] + 35\,[Cl^-]$; 2) концентрации ионов приведены в кмоль/м³; 3) величины $[Cl^-]_к$, $[SO_4^{2-}]_к$, $[Na^+]_к$, $\bar{M}_0$, $\bar{M}_к$, $\bar{M}_T$, $C_{од}$ и $K_{ос}$ используются в алгоритмах математических моделей мелиоративно-гидрохимической обстановки, приведенных в § 2,3.

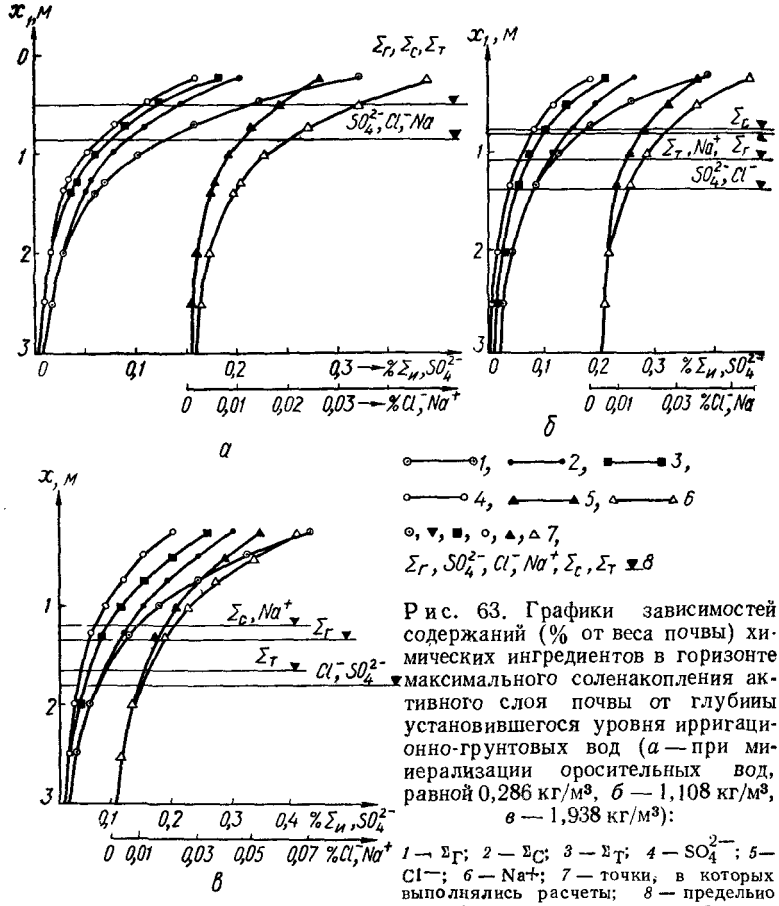


Рис. 63. Графики зависимостей содержаний (% от веса почвы) химических ингредиентов в горизонте максимального соленакопления активного слоя почвы от глубиины установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод (*а* — при минерализации оросительных вод, равной 0,286 кг/м³, *б* — 1,108 кг/м³, *в* — 1,938 кг/м³):

1 — $\Sigma_г$; *2* — Σ_C; *3* — Σ_T; *4* — SO_4^{2-}; *5* — Cl^-; *6* — Na^+; *7* — точки, в которых выполнялись расчеты; *8* — предельно допустимые уровни ирригационно-грунтовых вод по сумме растворимых солей, по концентрациям сульфатов, хлора и ионов натрия в гипотетическом поровом растворе и по суммам растворимых и токсичных солей в скорректированном поровом растворе.

диентов строятся по данным соответствующих таблиц, составленных в результате расчетов при минерализациях оросительных вод, равных 0,286; 1,108 и 1,938 кг/м³. Результаты построений приведены на рис. 63.

Операция 7.2. На оси ординат откладываются величины глубин установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод, а на оси абсцисс — концентрации ионов в скорректированном растворе в горизонте максимального соленакопления активного слоя почвы при данной минерализации оросительных вод и влажности почвогрунтов. Для исследуемой территории рассматриваемые графики построены для суммы солей

в скорректированном растворе, суммы токсичных солей, концентраций ионов хлора, сульфатов и натрия при влажности, равной полной влагоемкости, наименьшей (полевой) влагоемкости и влажности увядания в условиях орошения водами с минерализацией 0; 1,108 и 1,938 кг/м³ (рис. 64).

Операция 7.3. Выполняется аналогично операции 7.2, однако на оси абсцисс откладываются концентрации ионов в прогнозных ионно-молекулярных растворах.

Операция 7.4. На графиках, приведенных на рис. 63, найти величины x_1, которым соответствуют величины $\sum_г$, $\sum_с$, $\sum_т$, SO_4^{2-}, Cl^- и Na^+, %, равные порогам токсичности (табл. 47). Найденные значения глубин установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод будут равны предельно допустимым при данных минерализациях оросительных вод. При этом величины *ПДУ* не зависят от влажности почвогрунтов (рис. 66), а изменяются лишь с изменением величины $C_{ор}$. Рис. 63 позволяет видеть, что при поливах пресными водами величины предельно допустимых уровней, рассчитанные по валовому содержанию различных химических ингредиентов, распределились следующим образом: $SO_4^{2-} = Cl^- = Na^+ > \sum_г = \sum_с = \sum_т$; при поливах водами с минерализацией 1,108 кг/м³; $SO_4^{2-} = Cl^- > \sum_т = Na^+ > \sum_г > \sum_с$, а при поливах водой с максимальной минерализацией — $Cl^- = SO_4^{2-} > \sum_т > \sum_г > \Sigma_с = Na^+$. Гарантированные значения *ПДУ* соответствуют максимальным их величинам, а оптимальные могут быть выбраны по химическому ингредиенту, который является наиболее токсичным к данному виду культуры.

Операция 7.5. В зависимости от содержаний $\sum_с$, $\sum_т$, SO_4^{2-}, Cl^- и Na^+ в поровых растворах горизонта максимального соленакопления активного слоя почвы, равных порогам токсичности, кг/м³ (табл. 47), по графикам, приведенным на рис. 64, найти величины x_1, равные *ПДУ*. При этом значения предельно допустимых уровней изменяются не только в зависимости от минерализации оросительных вод, как в предыдущем случае, но и от влажности почвогрунтов. Величины *ПДУ* при орошении пресными водами повышаются в следующем порядке: $Cl^- = Na^+ > SO_4^{2-} > \sum_с = \sum_т$, а при орошении минерализованными водами — $SO_4^{2-} = Cl^- > \sum_т > Na^+ = \sum_с$. Оптимальные значения *ПДУ* выбираются по наиболее токсичному для культивируемого растения химическому ингредиенту.

Операция 7.6. Выполняется аналогично операции 7.5, однако, в зависимости от содержания химических ингредиентов, в ионно-молекулярных прогнозных поровых растворах.

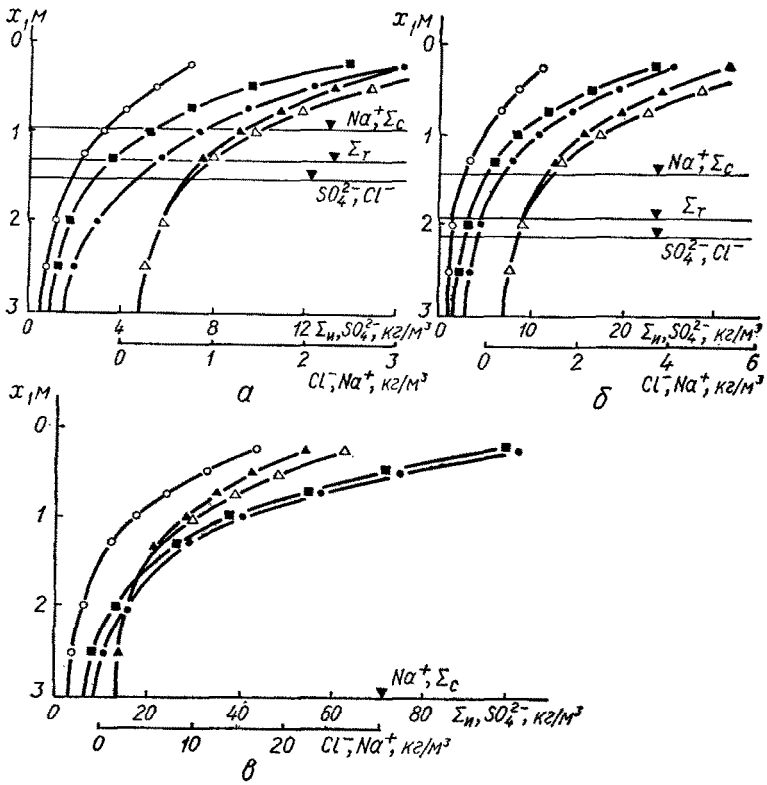


Рис. 64. Графики зависимости содержаний химических ингредиентов в прогнозных скорректированных поровых растворах горизонта максимального соленакопления активного слоя почвы (кг/м³) от глубины установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод в условиях орошения водами с минерализацией 1,938 кг/м³ (*а* — при $W_п - W_г = 25{,}1$ %; *б* — при $W_{ив} - W_г = 14{,}3$ %; *в* — при $W_з - W_г = 3{,}5$ %).

Операция 7.7. Необходимые зависимости находятся путем построения графиков, где на оси ординат откладываются величины предельно допустимых уровней ирригационно-грунтовых вод по содержанию химических ингредиентов в скорректированных поровых растворах, а по оси абсцисс значения влажности почвогрунтов ($W - W_г$). Для исследуемой территории такие графики построены при минерализациях оросительных вод, равных 0,286; 1,108 и 1,938 кг/м³, и влажности почвогрунтов, изменяющейся от влажности завядания до величины полной влагоемкости.

Если *ПДУ* по валовому содержанию солей при данной мине-

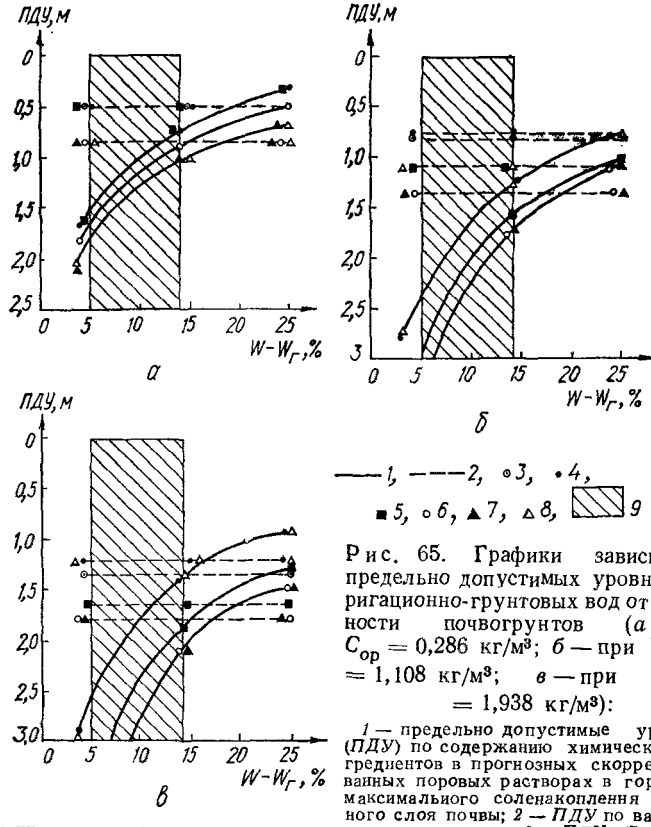


Рис. 65. Графики зависимости предельно допустимых уровней ирригационно-грунтовых вод от влажности почвогрунтов (*а* — при $C_{ор} = 0{,}286$ кг/м³; *б* — при $C_{ор} = 1{,}108$ кг/м³; *в* — при $C_{ор} = 1{,}938$ кг/м³):

1 — предельно допустимые уровни (*ПДУ*) по содержанию химических ингредиентов в прогнозных скорректированных поровых растворах в горизонте максимального соленакопления активного слоя почвы; *2* — *ПДУ* по валовому содержанию химических ингредиентов в почвогрунтах; *3* — *ПДУ* ($\Sigma_Г$); *4* — *ПДУ* ($\Sigma_С$); *5* — *ПДУ* ($\Sigma_Т$); *6* — *ПДУ* (SO_4^{2-}); *7* — *ПДУ* (Cl^-); *8* — *ПДУ* (Na^+); *9* — интервал оптимальной продуктивной влажности почвогрунтов.

рализации и ионно-солевому составу оросительных вод есть величина постоянная, не зависящая от влажности почвогрунтов, то *ПДУ* по содержанию солей в поровых растворах с повышением влажности почвогрунтов резко повышается. Графики, приведенные на рис. 65, позволяют для любой величины влажности почвогрунтов найти величины *ПДУ* ($\Sigma_С$, $\Sigma_Т$, SO_4^{2-}, Cl^-, Na^+). Особое значение при этом имеют участки соответствующих зависимостей в интервале оптимальной продуктивной влажности. Величины *ПДУ* по валовому содержанию солей наиболее близки к соответствующим величинам по содержанию солей в поровых растворах при влажности почвогрунтов, равной наименьшей влагоемкости. На рис. 65 приведены данные о величинах *ПДУ* при разной минерализации

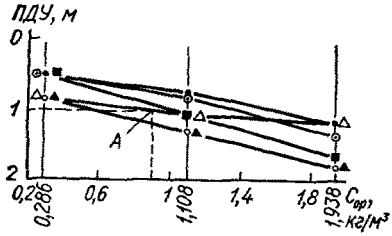


Рис. 66. Зависимость *ПДУ* по валовому содержанию химических ингредиентов в почвогрунтах от минерализации и ионно-солевого состава оросительных вод.

оросительных вод в условиях влажности завядания и влажностей, равных полной и наименьшей (полевой) влагоемкостям.

Операция 7.8. Соответствующие зависимости находятся путем построения графиков, где на оси ординат откладываются величины *ПДУ* для разных химических ингредиентов, а на оси абсцисс — весовое содержание ингредиентов в оросительных водах. Для исследуемой территории такие зависимости строятся по данным, взятым с графиков, приведенных на рис. 63; результаты построений приведены на рис. 66.

Операция 7.9. Зависимости находятся для каждого из химических ингредиентов по номограммам, приведенным на рис. 67 и построенным по данным таблиц и графикам, приведенным на рис. 64. Номограммы позволяют при любой влажности почвогрунтов и минерализации оросительных вод, изменяющейся от 0,286 до 1,938 кг/м³, найти величины *ПДУ* по $\sum_{с}$, $\sum_{т}$, SO_4^{2-}, Cl^-, Na^+.

Операция 8. Величины критических уровней ирригационно-грунтовых вод находятся по формуле (5.1), в которой величины $H_{пд}$ для пород с разным типом засоления и влажностью, в соответствии с минерализацией и ионно-солевым составом грунтовых и оросительных вод, рассчитываются по методике, рассмотренной в операции 7.

Пример 37. Дано $W = 22{,}8$ %; $W_г = 8{,}5$ %; $[Cl^-]_{ор} = 0{,}3$ кг/м³; $\Delta h = 0{,}8$ м. Найти величину критического уровня ирригационно-грунтовых вод по хлору.

1. Найти величину *ПДУ* по содержанию ионов хлора в поровом растворе воды, используя номограмму (рис. 67), при $W - W_г = 14{,}3$ %. Эта величина равна 1,9 м.

2. Найти величину *КУ* по содержанию ионов хлора в поровом растворе в соответствии с формулой (5.1):

$$H_{кр} = 1{,}9 + 0{,}5 \cdot 0{,}8 = 2{,}3 \text{ м}.$$

Операция 9. Основными водно-солевыми показателями в почвогрунтах, имеющими большое практическое значение и поддающимися количественной оценке, являются влажность токсичности и влажность соленасыщения.

Операция 9.1. Величины влажности токсичности ($W_т$) могут быть найдены по номограммам зависимости концентраций

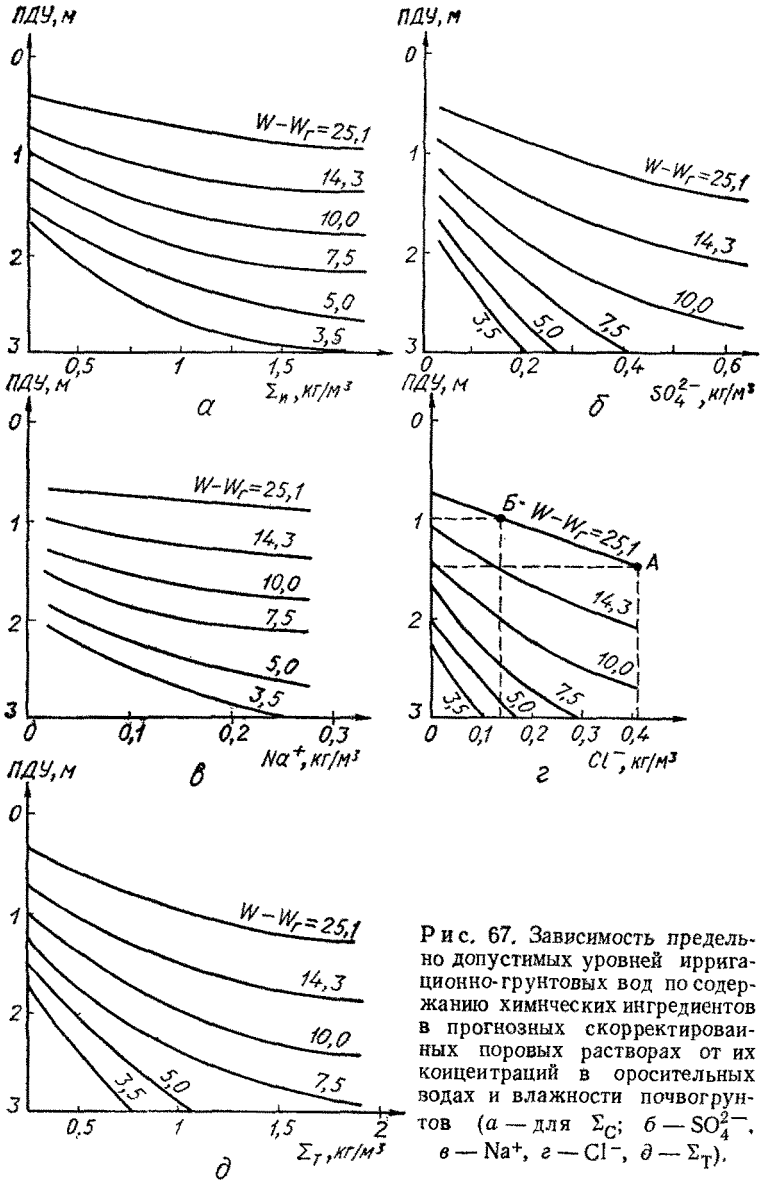


Рис. 67. Зависимость предельно допустимых уровней ирригационно-грунтовых вод по содержанию химических ингредиентов в прогнозных скорректированных поровых растворах от их концентраций в оросительных водах и влажности почвогрунтов (*а* — для Σ_C; *б* — SO_4^{2-}, *в* — Na^+, *г* — Cl^-, *д* — Σ_T).

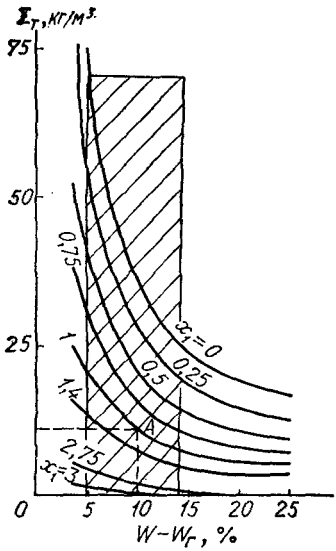


Рис. 68. Графики зависимости суммы токсичных ионов в прогнозных скорректированных поровых растворах горизонта максимального соленакопления активного слоя почвы от влажности пород при различных глубинах установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод ($C_{ор} = 0{,}286$ кг/м³).

ионов в прогнозных скорректированных поровых растворах от влажности при различных глубинах установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод в условиях орошения водами данной минерализации и ионно-солевого состава. Для исследуемой территории графики зависимости суммы токсичных ионов от влажности при величинах x_1, изменяющихся от 0 до 3 м, и минерализации оросительных вод, равной 0,286 кг/м³, приведены на рис. 68.

Пример 38. Дано: $C_{ор} = 0{,}286$ кг/м³, $x_1 = 1$ м; $W_г = 8{,}5$ %; сумма токсичных ионов, соответствующая порогу токсичности ($\sum_т$), равна 11 кг/м³. Найти $W_т$.

1. По графику, соответствующему $x_1 = 1$ м на номограмме (рис. 68), при $\sum_т = 11$ кг/м³ (точка A) найти величину $W - W_г$:

$$W - W_г = W_т - W_г = 10\ \%.$$

2. Найти величину $W_т$:

$$(W_т - W_г) + W_г = 10 + 8{,}5 = 18{,}5\ \%.$$

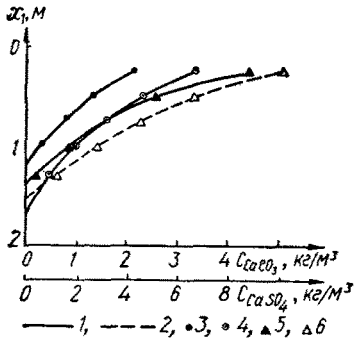
Величины $W_т$ при любом значении минерализации оросительных вод могут быть найдены для различных химических ингредиентов по номограммам, приведенным на рис. 67.

Пример 39. Дано: *ПДУ* по $Cl^- = 1{,}5$ м; $W_г = 8{,}5$ %; концентрация ионов хлора в оросительных водах равна 0,4 кг/м³. Найти $W_т$.

1. По номограмме (рис. 67) найти точку, которой соответствуют данные значения *ПДУ* по Cl^- и $[Cl^-]$ (точка A).

2. Найти величину $W_т - W_г$ по графику, на котором находится точка A: $W_т - W_г = 25{,}1$ %.

3. Найти величину $W_т$: $W_т = (W_т - W_г) + W_г = 25{,}1 + 8{,}5 = 33{,}6$ %.



ис. 69. Графики зависимости количества солей твердой фазы почвогрунтах горизонта максимального соленакопления активного слоя почвы от глубины установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод:

1 — $CaCO_3$; *2* — $CaSO_4$; *3* — при $C_{ор}$ = 0,286 кг/м³; W = 33,5 %; *4* — при $C_{ор}$ = 1,938 кг/м³, W = 33,5 %; *5* — при $C_{ор}$ = 1,108 кг/м³, W = 22,7 %; *6* — при $C_{ор}$ = 1,938 кг/м³, W = 22,7 %.

Операция 9.2. Величина влажности соленасыщения ($W_{сн}$) находится по номограммам зависимости влажности соленасыщения от глубины залегания установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод при различных минерализациях оросительных вод. Данные для построения этих номограмм берутся с графиков зависимости количества твердой фазы от величины x_1 при различных значениях $C_{ор}$ и влажностей.

Для исследуемой территории пример таких графиков приведен на рис. 69; для нахождения $W_{сн}$ по $CaCO_3$ и $CaSO_4$ используются номограммы, приведенные на рис. 70.

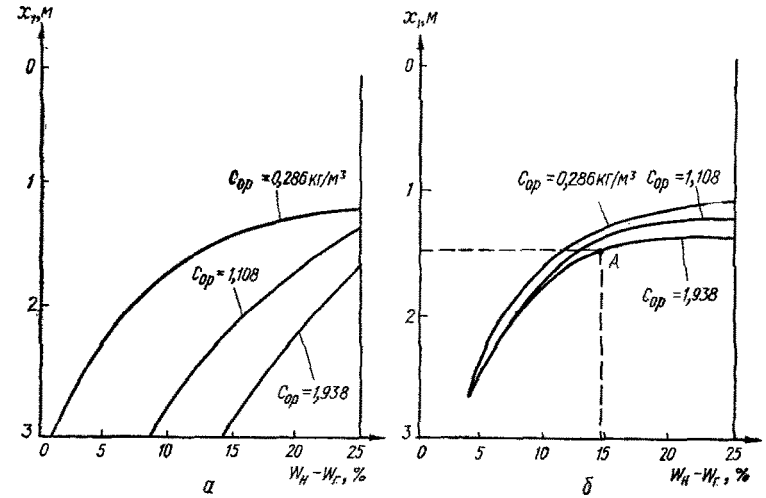


Рис. 70. Графики зависимости влажности соленасыщения поровых растворов горизонта максимального соленакопления в активном слое почвы от глубины установившегося уровня ирригационно-грунтовых вод при разной минерализации оросительных вод (*а* — для $CaCO_3$, *б* — для $CaSO_4$).

Пример 40. Дано $C_{ор} = 1{,}938$ кг/м³; $x_1 = 1{,}5$ м; $W_г = 8{,}5$ %. Найти влажность, при которой поровые воды насыщены $CaSO_4$ и $CaCO_3$.

1. Найти величину $W_{сн} - W_г$ для $CaSO_4$ в точке *А*, соответствующей величине $x_1 = 1{,}5$ м, по графику *б* на рис. 70:

$$W_{сн} - W_г = 14{,}3\ \%.$$

2. Найти $W_{сн}$ для $CaSO_4$:

$$W_{сн}^{CaSO_4} = (W_{сн} - W_г) + W_г = 14{,}3 + 8{,}5 = 22{,}8\ \%.$$

3. Найти величину $W_{сн} - W_г$ для $CaCO_3$ по графику *а* на рис. 70: $(W_{сн} - W_г) > (W_п - W_г)$, то есть влажность насыщения поровых вод карбонатом кальция превышает величину полной влагоемкости почвогрунта ($W_{сн}^{CaCO_3} > 33{,}5$ %).

Операция 10. Под предельно допустимыми концентрациями ионов в оросительной воде следует понимать такие концентрации токсичных ионов в поливной воде, при которых в условиях данной водно-солевой обстановки, определяемой предельно допустимым уровнем ирригационно-грунтовых вод и влажностью почвогрунтов, содержания химических ингредиентов в горизонте максимального соленакопления активного слоя почвы не превышают их порогов токсичности. $ПДК_{ор}$ можно определить по графикам и номограммам, приведенным на рис. 66, 67.

Пример 41. Дано: величина *ПДУ* по хлору равна 1 м; полная влагоемкость почвогрунтов равна 33,6 %; $W_г = 8{,}5$ %. Найти величины $ПДК_{ор}$ по валовому содержанию ионов хлора в почвогрунтах и по содержанию ионов хлора в поровом растворе при влажности пород, равной полной влагоемкости.

1. По графику, приведенному на рис. 66, найти точку *А*, находящуюся на линии изменения концентраций ионов хлора, которой соответствует *ПДУ* = 1 м.

2. На оси абсцисс найти минерализацию оросительных вод, которая соответствует положению точки *А*. Найденная величина, равная 0,9 кг/м³, соответствует $ПДК_{ор}$ по валовому содержанию ионов хлора в почвогрунтах.

3. На графике, соответствующем $W - W_г = 25{,}1$ % (рис. 67), найти точку *Б* при *ПДУ* = 1 м.

4. На оси абсцисс найти концентрацию ионов хлора в оросительных водах, которая соответствует точке *Б*. Эта величина, равная 0,14 кг/м³, и является предельно допустимой концентрацией данного иона по содержанию ионов хлора в поровом растворе при влажности почвогрунтов, равной полной влагоемкости.

§ 2. Алгоритм математической модели мелиоративно-гидрохимической обстановки

Поскольку химический состав реальных поровых вод формируется под влиянием множества различных водно-физических, физических, химических, биохимических и физико-

химических процессов, в математической модели эти процессы идеализируются, то есть учитываются наиболее существенные из них, связи между ними с отвлечением от несущественных процессов и связей. Предлагаем схему моделирования (в виде алгоритма) со следующим оптимальным порядком выполнения моделирующих операций: 1) расчет среднегодовой скорости испарения; 2) расчет ионного состава поступающих на поверхность почвогрунта вод; 3) расчет ионного состава гипотетических растворов в подошве зоны транспирации; 4) расчет ионного состава гипотетических растворов в горизонте максимального соленакопления зоны транспирации; 5) учет явления отрицательной адсорбции; 6) учет явления положительной адсорбции; 7) осаждение из раствора избытка $CaCO_3$; 8) осаждение избытка $MgCO_3$; 9) осаждение избытка $CaSO_4$; 10) приведение в равновесное состояние катионообменной системы $\overline{Na^+} \rightleftarrows [Ca^{2+}] \rightleftarrows \overline{Ca^{2+}} \rightleftarrows [Na^+]$; 11) приведение в равновесное состояние катионообменной системы $\overline{K^+} \rightleftarrows [Mg^{2+}] \rightleftarrows \overline{Mg^{2+}} \rightleftarrows [K^+]$; 12) оценка явлений содового засоления, осолонцевания и суммы растворимых и токсичных солей в поровом растворе.

При составлении модели учитывалось, что, представляя реальные процессы с достаточной точностью, она должна быть достаточно простой. Каждая операция представляет собой численный алгоритм, который сводит описание сложного процесса к арифметическим и алгебраическим действиям над числами. Последовательное выполнение всех операций в предложенном порядке приводит к требуемому результату; при этом точность конечного результата зависит лишь от точности промежуточных вычислений. Ниже приведены численные алгоритмы для каждой операции; концентрации ионов во всех уравнениях выражены в киломолях на кубометр раствора.

Операция 1.

$$\frac{h_к \geqslant \bar{x}_г \geqslant 0}{\text{шаг} = 0{,}05}; \quad v_0 \exp - \frac{\alpha \bar{x}_г}{h_к} = \bar{v}_1,$$

где $\bar{x}_г$ — прогнозируемая глубина залегания уровня ирригационно-грунтовых вод, м; α — находится по формуле (10.9).

Операция 2.

$$\frac{10 \geqslant \theta \geqslant 0}{\text{шаг} = 0{,}1}; \quad \theta \bar{C}^* = \bar{C}_0^*; \quad \bar{C}_0^* = \bar{C}_к^* \text{ при } \theta \leqslant 1;$$

при $\theta > 1$ из раствора следует осадить избыток $CaCO_3$ и $CaSO_4$: $0{,}4883 + 0{,}0008t^* = A^*$; $0{,}3241 + 0{,}00017t^* = B^*$;

$$y^* \leqslant ([HCO_3^-]_0^* - 0{,}001) \text{ при } [HCO_3^-]_0^* \leqslant 2\,[Ca^{2+}]_0^*,$$

$$y^* \leqslant (2\,[Ca^{2+}]_0^* - 0{,}001) \text{ при } [HCO_3^-]_0^* \geqslant 2\,[Ca^{2+}]_0^*;$$

$$0{,}5\,\{([HCO_3^-]_0^* - y^*) + 4\,[SO_4^{2-}]_0^* + [Cl^-]_0^* + 4\,([Ca^{2+}]_0^* - 0{,}5y^*) + 4\,[Mg^{2+}]_0^* + [Na^+]_0^* + [K^+]_0^*\} = \mu_1^*;$$

$$\mu_1^* \exp - \frac{\mu_1^*}{3{,}2} = \mu_2^*;$$

$$\frac{([HCO_3^-]_0^* - y^*)^2\,([Ca^{2+}]_0^* - 0{,}5y^*}{[CO_2]} \operatorname{antilg} \times$$

$$\times \left\{-2A^* \left[\frac{\sqrt{\mu_1^*} + 2\sqrt{\mu_2^*}\,(1 + 7{,}25B^*\sqrt{\mu_1^*})}{1 + B^*\,(4{,}25\sqrt{\mu_1^*} + 6\sqrt{\mu_2^*} + 25{,}5B^*\mu_2^*)}\right]\right\} =$$

$$= \frac{1{,}43 + 0{,}024t^* - 0{,}0005t^{*2}}{0{,}23 + 0{,}009t^*}\,10^{-5};$$

$$\left.\begin{array}{l}[HCO_3^-]_0^* - y^* = [HCO_3^-]_к^* \\ [Ca^{2+}]_0^* - 0{,}5y^* = [Ca^{2+}]_1^*\end{array}\right\} \text{ при } y^* > 0,$$

$$\left.\begin{array}{l}[HCO_3^-]_0^* = [HCO_3^-]_к^* \\ [Ca^{2+}]_0^* = [Ca^{2+}]_1^*\end{array}\right\} \text{ при } y^* \leqslant 0; \quad z^* \leqslant ([Ca^{2+}]_1^* - 0{,}001)$$

$$\text{при } [Ca^{2+}]_1^* \leqslant [SO_4^{2-}]_0^*, \quad z^* \leqslant ([SO_4^{2-}]_0^* - 0{,}001)$$

$$\text{при } [Ca^{2+}]_1^* \geqslant [SO_4^{2-}]_0^*; \quad 0{,}5\,\{[HCO_3^-]_к^* + 4\,([SO_4^{2-}]_0^* - z^*) + [Cl^-]_0^* + 4\,([Ca^{2+}]_1^* - z^*) + 4\,[Mg^{2+}]_0^* + [Na^+]_0^* + [K^+]_0^*\} = \mu_3^*;$$

$$\mu_3^* \exp - \frac{\mu_3^*}{3{,}2} = \mu_4^*; \quad ([Ca^{2+}]_1^* - z^*)\,([SO_4^{2-}]_0^* - z^*) \operatorname{antilg} \times$$

$$\times \left\{-4A^*\sqrt{\mu_4^*}\left[\frac{2 + 10{,}25B^*\sqrt{\mu_4^*}}{1 + B^*\sqrt{\mu_4^*}\,(10{,}25 + 25{,}5B^*\sqrt{\mu_4^*})}\right]\right\} =$$

$$= \left(3{,}22 + \exp - \frac{16}{t^*}\right) 10^{-5};$$

$$\left.\begin{array}{l}[SO_4^{2-}]_0^* - z^* = [SO_4^{2-}]_к^* \\ [Ca^{2+}]_1^* - z^* = [Ca^{2+}]_к^*\end{array}\right\} \text{ при } z^* > 0,$$

$$\left.\begin{array}{l}[SO_4^{2-}]_0^* = [SO_4^{2-}]_к^* \\ [Ca^{2+}]_1^* = [Ca^{2+}]_к^*\end{array}\right\} \text{ при } z^* \leqslant 0;$$

$$[Cl^-]_0^* = [Cl^-]_к^*; \quad [Mg^{2+}]_0^* = [Mg^{2+}]_к^*; \quad [Na^+]_0^* = [Na^+]_к^*,$$

$$[K^+]_0^* = [K^+]_к^*,$$

где $\bar{C}^*$ — концентрации каждого из главных ионов в реальных водах, поступающих на поверхность почвы; $\bar{C}_0^*$, $\bar{C}_к^*$ — то же, соответственно в гипотетических и скорректированных растворах.

Эмпирические зависимости при описании процессов осаждения $CaCO_3$ и $CaSO_4$ выведены так же, как при операциях 7, 9; операция осаждения $MgCO_3$ опускается вследствие практического отсутствия его избытка в низкоминерализованных растворах (поверхностные, атмосферные, ирригационные, пресные подземные воды).

Операция 3.

$$\left(C_г + \frac{\bar{C}_к^* \bar{v}_2}{\bar{v}_1 - \bar{v}_2}\right) \exp\left[\frac{(\bar{v}_1 - \bar{v}_2)(T - \bar{x})}{(x_г - x_{тр})(v_1 - v_2)} \ln \frac{M_{тр}(v_1 - v_2) + M^* v_2}{M_г(v_1 - v_2) + M^* v_2}\right] - \frac{\bar{C}_к^* \bar{v}_2}{\bar{v}_1 - \bar{v}_2} = \bar{C}_{тр},$$

где $C_г$ — фактические концентрации каждого из главных ионов в собственно-грунтовых водах; $M_{тр}$, $M_г$, M^* — фактические минерализации поровых вод в подошве зоны транспирации при влажности, равной полной влагоемкости, собственно-грунтовых и вод, поступающих на поверхность почвы в реальных условиях; v_1, v_2 и $\bar{v}_1$, $\bar{v}_2$ — соответственно скорости испарения и водопоступления в реальных и прогнозных условиях; $x_г$, $x_{тр}$ и T, $\bar{x}_{тр}$ — соответственно глубины залегания собственно-грунтовых вод и подошвы зоны транспирации в реальных и прогнозных условиях; $\bar{C}_{тр}$ — прогнозные концентрации каждого из главных ионов в гипотетических растворах, приуроченных к подошве зоны транспирации. (При $\bar{x}_г \geqslant x \geqslant \bar{x}_{тр}$ рассчитываются величины концентраций ионов для любого горизонта зоны инфильтрации).

Операция 4.

$$\frac{\bar{v}_1 x_{тр}(\ln M_п - \ln M_{тр})}{\bar{x}_{тр}(v_1 - 2v_2)} = Pe; \quad \frac{\sqrt{Pe}(\bar{v}_1 - \bar{v}_2)}{\bar{v}_1} = И;$$

$$\frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^И \exp - l^2 dl = \operatorname{erf} И;$$

$$\frac{\bar{x}_{тр} \bar{v}_2}{\bar{v}_1} = \bar{x}^* \text{ при } \bar{v}_1 > \bar{v}_2; \quad \bar{x}_{тр} = \bar{x}^* \text{ при } \bar{v}_1 < \bar{v}_2;$$

$$\frac{\sqrt{Pe}(\bar{v}_1 \bar{x}^* - \bar{x}_{тр} \bar{v}_2)}{\bar{v}_1 \bar{x}_{тр}} = H; \quad \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^H \exp - l^2 dl = \operatorname{erf} H;$$

$$\frac{\bar{v}_2 \sqrt{\pi Pe}}{\bar{v}_1} (\operatorname{erf} И - \operatorname{erf} H) \exp\left[Pe\left(\frac{\bar{v}_1 \bar{x}^* - \bar{v}_2 \bar{x}_{тр}}{\bar{v}_1 \bar{x}_{тр}}\right)^2\right] = F;$$

$$(\bar{C}_{тр} + \bar{C}^*_к F) \exp\left\{Pe\left[1 - \frac{2\bar{v}_э \bar{x}_{тр}(\bar{x}_{тр} - \bar{x}^*) + \bar{v}_1 \bar{x}^{*2}}{\bar{v}_1 \bar{x}^2_{тр}}\right]\right\} = \bar{C};$$

$$\frac{W_п \geqslant \bar{W} \geqslant W_г}{шаг = 1}; \quad \frac{C(W_п - W_г)}{\bar{W} - W_г} = \bar{C}_0;$$

$$61[HCO_3^-]_0 + 96[SO_4^{2-}]_0 + 35[Cl^-]_0 + 40[Ca^{2+}]_0 + \\ + 24[Mg^{2+}]_0 + 23[Na^+]_0 + 39[K^+]_0 = \bar{M}_0,$$

где $M_п$ — фактическая минерализация порового раствора на поверхности почвогрунта при влажности, равной полной влагоемкости; $\bar{C}_0$ — прогнозные концентрации каждого из главных ионов в гипотетических растворах горизонта максимального соленакопления в зоне транспирации.
(При $x = \bar{x}^*$ рассчитываются величины концентраций ионов для любого горизонта зоны транспирации).

Операция 5.

$$0{,}3241 + 0{,}00017t = B; \quad \frac{[Cl^-]_0 (W_п - W_г)\sqrt{B^2[Cl^-]_0 10^4}}{(W_п - W_г - ad)\sqrt{B^2[Cl^-]_0 10^4} - bgd} = \\ = [Cl^-]_к,$$

где $[Cl^-]_к$ — конечная концентрация иона; $[Cl^-]_0$ — концентрация иона в гипотетическом растворе; B — эмпирическая зависимость, найденная по данным табл. 24; t — температура раствора, град; d — плотность раствора, кг/л; g — приведены в табл. 18; a — эмпирическая величина, равная значению $V_{но}10^5$ в точках пересечения графиков, приведенных на рис. 5, с осью ординат ($V^0_{но}$); $b = \frac{(V_{но} - V^0_{но})\sqrt{\psi Cl_0}}{10g}$ в любой точке графиков, приведенных на рис. 5.

Операция 6.

$$[Mg^{2+}]_0 - ([Cl^-]_к - [Cl^-]_0)\frac{[Mg^{2+}]_0}{2[Mg^{2+}]_0 + [Na^+]_0 + [K^+]_0} = [Mg^+]_1;$$

$$[Na^+]_0 - ([Cl^-]_к - [Cl^-]_0)\frac{[Na^+]_0}{2[Mg^{2+}]_0 + [Na^+]_0 + [K^+]_0} = [Na^+]_1;$$

$$[K^+]_0 - ([Cl^-]_н - [Cl^-]_0)\frac{[K^+]_0}{2[Mg^{2+}]_0 + [Na^+]_0 + [K^+]_0} = [K^+]_1.$$

Адсорбция ионов кальция не учитывается в связи с тем, что их концентрация определяется главным образом состоянием карбонатно-кальциевой и катионообменной систем.

Операция 7.

$$A = 0{,}4883 + 0{,}0008t;$$

$$y \leqslant ([HCO_3^-]_0 - 0{,}001) \text{ при } [HCO_3^-]_0 \leqslant 2[Ca^{2+}]_0,$$

$$y \leqslant (2[Ca^{2+}]_0 - 0{,}001) \text{ при } [HCO_3^-]_0 \geqslant 2[Ca^{2+}]_0;$$

$$0{,}5\{([HCO_3^-]_0 - y) + 4[SO_4^{2-}]_0 + [Cl^-]_к + 4([Ca^{2+}]_0 - 0{,}5y) + 4[Mg^{2+}]_1 + [Na^+]_1 + [K^+]_1\} = \mu_1;$$

$$\mu_1 \exp - \frac{\mu_1}{3{,}2} = \mu_2; \qquad (10.15)$$

$$\frac{([HCO_3^-]_0 - y)^2([Ca^{2+}]_0 - 0{,}5y)}{[CO_2]} \text{antilg} \times$$

$$\times \left\{-2A\left[\frac{\sqrt{\mu_1} + 2\sqrt{\mu_2}(1 + 7{,}25B\sqrt{\mu_1})}{1 + B(4{,}25\sqrt{\mu_1} + 6\sqrt{\mu_2} + 25{,}5B\mu_1)}\right]\right\} =$$

$$= \frac{1{,}43 + 0{,}024t - 0{,}0005t^2}{0{,}23 + 0{,}009t} 10^{-5}; \qquad (10.16)$$

$$\left.\begin{array}{l}[HCO_3^-]_0 - y = [HCO_3^-]_1 \\ [Ca^{2+}]_0 - 0{,}5y = [Ca^{2+}]_1\end{array}\right\} \text{ при } y > 0,$$

$$\left.\begin{array}{l}[HCO_3^-]_0 = [HCO_3^-]_1 \\ [Ca^{2+}]_0 = [Ca^{2+}]_1\end{array}\right\} \text{ при } y \leqslant 0,$$

где $[CO_2]$ — концентрация свободного диоксида углерода в растворе, вмещающемся в почвогрунтах; A — эмпирическая зависимость, найденная по данным табл. 24; $0 \leqslant t \leqslant 30$.

Зависимость (10.15) найдена в соответствии с графиком, приведенном на рис. 8; антилогарифм соответствующего выражения в уравнении (10.16) в эмпирической форме учитывает коэффициенты активности ионов HCO_3^- и Ca^{2+} в растворе, величины которых получены по уравнению Дебая — Хюккеля с учетом поправки K_μ (рис. 8); правая часть уравнения (10.16) в эмпирической форме учитывает константы диссоциации угольной кислоты первой и второй ступеней и произведение растворимости карбоната кальция в воде в зависимости от температуры (табл. 30).

Операция 8. При $2[Ca^{2+}]_1 < [HCO_3^-]_1$ исключается операция 9 и расчет выполняется в соответствии со следующими уравнениями: $[SO_4^{2-}]_0 = [SO_4^{2-}]_к$; $[Ca^{2+}]_1 = [Ca^{2+}]_2$;

$$r \leqslant ([HCO_3^-]_1 - 0{,}001) \text{ при } [HCO_3^-]_1 \leqslant 2[Mg^{2+}]_1,$$

$$r \leqslant (2[Mg^{2+}]_1 - 0{,}001) \text{ при } [HCO_3^-]_1 \geqslant 2[Mg^{2+}]_1;$$

$$0{,}5\{([HCO_3^-]_1 - r) + 4[SO_4^{2-}]_0 + [Cl^-]_к + 4[Ca^{2+}]_1 + 4([Mg^{2+}]_1 - 0{,}5r) + [Na^+]_1 + [K^+]_1\} = \mu_3;$$

$$\mu_3 \exp -\frac{\mu_3}{3{,}2} = \mu_4; \quad \frac{([HCO_3^-]_1 - r)^2 ([Mg^{2+}]_1 - 0{,}5r)}{[CO_2]} \times$$

$$\times \operatorname{antilg}\left\{-2A\left[\frac{\sqrt{\mu_3} + 2\sqrt{\mu_4}(1 + 8{,}25B\sqrt{\mu_3})}{1 + B(4{,}25\sqrt{\mu_3} + 8\sqrt{\mu_4} + 34B\mu_3)}\right]\right\} =$$

$$= \frac{0{,}52 + 0{,}015t}{0{,}23 + 0{,}009t};$$

$$\left.\begin{array}{l}[HCO_3^-]_1 - r = [HCO_3^-]_к \\ [Mg^{2+}]_1 - 0{,}5r = [Mg^{2+}]_2\end{array}\right\} \text{ при } r > 0,$$

$$\left.\begin{array}{l}[HCO_3^-]_1 = [HCO_3^-]_к \\ [Mg^{2+}]_1 = [Mg^{2+}]_2\end{array}\right\} \text{ при } r \leqslant 0.$$

Все эмпирические зависимости в алгоритме восьмой операции найдены способом, аналогичным для предыдущей, с учетом того, что концентрации ионов кальция в растворе заменены ионами магния, а произведение растворимости $CaCO_3$ на произведение растворимости $MgCO_3$; $18 \leqslant t \leqslant 25$.

Операция 9. При $2[Ca^{2+}]_1 > [HCO_3^-]_1$ исключается операция 8 и расчет выполняется в соответствии с уравнениями: $[HCO_3^-]_1 = [HCO_3^-]_к$; $[Mg^{2+}]_1 = [Mg^{2+}]_2$;

$$z \leqslant ([Ca^{2+}]_1 - 0{,}001) \text{ при } [Ca^{2+}]_1 \leqslant [SO_4^{2-}]_0,$$

$$z \leqslant ([SO_4^{2-}]_0 - 0{,}001) \text{ при } [Ca^{2+}]_1 \geqslant [SO_4^{2-}]_0;$$

$$0{,}5\{[HCO_3^-]_к + 4([SO_4^{2-}]_0 - z) + [Cl^-]_к + 4([Ca^{2+}]_1 - z) +$$

$$+ 4[Mg^{2+}]_2 + [Na^+]_1 + [K^+]_1\} = \mu_5; \quad \mu_5 = \exp -\frac{\mu_5}{3{,}2} = \mu_6;$$

$$([Ca^{2+}]_1 - z)([SO_4^{2-}]_0 - z) \operatorname{antilg} \times$$

$$\times \left\{-4A\sqrt{\mu_6}\left[\frac{2 + 10{,}25\sqrt{\mu_6}}{1 + B\sqrt{\mu_6}(10{,}25 + 25{,}5B\sqrt{\mu_6})}\right]\right\} =$$

$$= \left(3{,}22 + \exp -\frac{16}{t}\right) 10^{-5}; \qquad (10.17)$$

$$\left.\begin{array}{l}[SO_4^{2-}]_0 - z = [SO_4^{2-}]_к \\ [Ca^{2+}]_1 - z = [Ca^{2+}]_2\end{array}\right\} \text{ при } z > 0$$

$$\left.\begin{array}{l}[SO_4^{2-}]_0 = [SO_4^{2-}]_к \\ [Ca^{2+}]_1 = [Ca^{2+}]_2\end{array}\right\} \text{ при } z \leqslant 0.$$

Третий множитель левой части уравнения (10.17) учитывает коэффициенты активности ионов кальция и сульфатов в растворе, правая часть уравнения — зависимость произведения растворимости $CaSO_4$ в воде от температуры раствора (табл. 31); $18 \leqslant t \leqslant 25$.

Операция 10.

$$-([Na^+]_1 - 0{,}001) \leqslant \Delta \leqslant (2[Ca^{2+}]_2 - 0{,}001) \text{ при } 2[Ca^{2+}]_2 \leqslant \leqslant \overline{\underline{Na^+}}\delta \text{ и } [Na^+]_1 \leqslant 2\overline{\underline{Ca^{2+}}}\delta, \quad -\left(2\overline{\underline{Ca^{2+}}}\delta - 0{,}001\right) \leqslant \leqslant \Delta \leqslant \left(\overline{\underline{Na^+}}\delta - 0{,}001\right) \text{ при } [Na^+]_1 \geqslant 2\overline{\underline{Ca^{2+}}}\delta \text{ и } 2[Ca^{2+}]_2 \geqslant \geqslant \overline{\underline{Na^+}}\delta;$$

$$0{,}5\{[HCO_3^-]_к + 4[SO_4^{2-}]_к + [Cl^-]_к + 4([Ca^{2+}]_2 - 0{,}5\Delta) + 4[Mg^{2+}]_2 + ([Na^+]_1 + \Delta) + [K^+]_1\} = \mu_7;$$

$$\mu_7 \exp -\frac{\mu_7}{3{,}2} = \mu_8; \quad \frac{([Ca^{2+}]_2 - 0{,}5\Delta)\left(\overline{\underline{Na^+}} - \frac{\Delta}{\delta}\right)^2}{([Na^+]_1 + \Delta)^2\left(\overline{\underline{Ca^{2+}}} + 0{,}5\frac{\Delta}{\delta}\right)} \times$$

$$\times \operatorname{antilg}\left\{-2A\sqrt{\mu_8}\left[\frac{1 + 2{,}5B\sqrt{\mu_8}}{1 + B\sqrt{\mu_8}(10{,}25 + 25{,}5B\sqrt{\mu_8})}\right]\right\} = K_1;$$

$$\left.\begin{array}{l}[Ca^{2+}]_2 - 0{,}5\Delta = [Ca^{2+}]_к \\ [Na^+]_1 + \Delta = [Na^+]_к\end{array}\right\} \text{ при } \Delta \gtreqless 0,$$

где $\overline{\underline{Ca^{2+}}}$, $\overline{\underline{Na^+}}$ — концентрации ионов в обменном комплексе пород, кмоль/1000 кг, K_1 — константа равновесия катионного обмена.

Операция 11.

$$-([K^+]_1 - 0{,}001) \leqslant \varphi \leqslant (2[Mg^{2+}]_2 - 0{,}001) \text{ при } 2[Mg^{2+}]_2 \leqslant \leqslant \overline{\underline{K^+}}\delta \text{ и } [K^+]_1 \leqslant 2\overline{\underline{Mg^{2+}}}\delta, \quad -(2\overline{\underline{Mg^{2+}}}\delta - 0{,}001) \leqslant \varphi \leqslant (\overline{\underline{K^+}}\delta - 0{,}001) \text{ при } [K^+]_1 \geqslant 2\overline{\underline{Mg^{2+}}}\delta \text{ и } 2[Mg^{2+}]_2 \geqslant \overline{\underline{K^+}}\delta;$$

$$0{,}5\{[HCO_3^-]_к + 4[SO_4^{2-}]_к + [Cl^-]_к + 4[Ca^{2+}]_к + 4([Mg^{2+}]_2 - 0{,}5\varphi) + [Na^+]_к + ([K^+]_1 + \varphi)\} = \mu_9; \quad \mu_9 \exp -\frac{\mu_9}{3{,}2} = \mu_{10};$$

$$\frac{([Mg^{2+}]_2 - 0{,}5\varphi)\left(\overline{\underline{K^+}} - \frac{\varphi}{\delta}\right)^2}{([K^+]_1 + \varphi)^2\left(\overline{\underline{Mg^{2+}}} + \frac{0{,}5\varphi}{\delta}\right)} \cdot \operatorname{antilg}\left\{-2A\sqrt{\mu_{10}} \times \right.$$

$$\left. \times \left[\frac{1 - 2B\sqrt{\mu_{10}}}{1 + B\sqrt{\mu_{10}}(11 + 24B\sqrt{\mu_{10}})}\right]\right\} = K_2;$$

$$\left.\begin{array}{l}[Mg^{2+}]_2 - 0{,}5\varphi = [Mg^{2+}]_к \\ [K^+]_1 + \varphi = [K^+]_к\end{array}\right\} \text{ при } \varphi \gtreqless 0.$$

Все обозначения аналогичны приведенным в операции 10.

Операция 12.

$$61\,[HCO_3^-]_к + 96\,[SO_4^{2-}]_к + 35\,[Cl^-]_к + 40\,[Ca^{2+}]_к + 24[Mg^{2+}]_к + 23\,[Na^+]_к + 39\,[K^+]_к = \overline{M}_к;\quad 0{,}5\,[HCO_3^-]_к - ([Ca^{2+}]_к + [Mg^{2+}]_к) = Cog;\quad \frac{[Ca^{2+}]_к + [Mg^{2+}]_к}{\overline{M}_к\,[Na^+]_к} = K_{ос};$$

$$\overline{M}_к - 112\,[Ca^{2+}]_к - 25\,[HCO_3^-]_к = \overline{M}_т,$$

где $\overline{M}_к$ — содержание растворимых солей в растворе; Cog — избыток гидрокарбонатных ионов по сравнению с концентрациями, эквивалентными кальцию и магнию (содовое засоление); $K_{ос}$ — коэффициент осолонцевания; $\overline{M}_т$ — содержание токсичных солей в растворе; все остальные обозначения, встречающиеся во всех уравнениях, те же, что и в предыдущих разделах.

Исходные и заданные величины, используемые в модели. Для выполнения математического моделирования мелиоративно-гидрохимической обстановки в пределах территорий с естественным водно-солевым режимом проектируемых или эксплуатируемых оросительных систем или массивов следует получить ряд экспериментальных полевых и лабораторных данных, а также рассчитать ряд величин, значения которых будут иметь место в условиях прогнозирования.

1. Перечень исходных экспериментальных величин: а) водно-физические: α, $h_к$, $x_г$, $x_{тр}$, v_0, v_1, v_2, $W_п$, $W_г$, t^* (температура поступающих на поверхность земли вод), t, d; б) гидрохимические: $[HCO_3^-]_г$, $[SO_4^{2-}]_г$, $[Cl^-]_г$, $[Ca^{2+}]_г$, $[Mg^{2+}]_г$ $[Na^+]_г$, $[K^+]_г$ (концентрация каждого иона соответствует величине $C_г$ в модели) и др.

2. Величины, задающиеся для условий прогнозирования: а) постоянные: $\overline{x}_{тр}$ — находится в зависимости от культуры, которая будет возделываться; $\overline{v}_2$ — находится по методике, приведенной в разделе I данной главы; T — рассчитывается для прогнозных условий методами мелиоративной гидрогеологии; $[HCO_3^-]^*$, $[SO_4^{2-}]^*$, $[Cl^-]^*$, $[Ca^{2+}]^*$, $[Mg^{2+}]^*$, $[Na^+]^*$ $[K^+]^*$ (концентрация каждого иона соответствует величине $\overline{C}^*$ в модели); $[CO_2]^*$ б) переменные: $\overline{x}_г$, $\overline{x}$, $\overline{W}$, θ (безразмерная величина), y^*, y, r, z, z^*, Δ, φ — корни соответствующих уравнений.

Реализация алгоритма. С помощью системы алгоритмов, описывающих процессы перемещения солей и трансформирования химического состава гипотетических растворов в почвогрунтах (операции 1—12), можно прогнозировать такие эле-

менты мелиоративно-гидрохимической обстановки, как предельно допустимые уровни ирригационно-грунтовых вод (*ПДУ*), предельно допустимые концентрации химических ингредиентов в инфильтрационных водах (*ПДК*), влажность токсичности ($W_т$), порог соленасыщения (*ПСН*) и влажность соленасыщения ($W_{сн}$).

$\bar{x}_г = ПДУ$, если после подстановки этого значения в модель при $\theta = 1$, $\bar{C}^*$, $\bar{W} = const$ величины $[Cl^-]_к$, $[SO_4^{2-}]_к$, $[Na^+]_к$, $\bar{M}_0$, $\bar{M}_к$, $\bar{M}_т$, *Сод* или $K_{ос}$ равны порогам токсичности (табл. 61); при этом за *ПДУ* принимается наибольшее из полученных значений $\bar{x}_г$.

$\bar{C}^*_к = ПДК$, если после подстановки этих значений в модель при $\bar{x}_г$, $\bar{W} = const$ величины $[Cl^-]_к$, $[SO_4^{2-}]_к$, $[Na^+]_к$, $\bar{M}_0$, $\bar{M}_к$, $\bar{M}_т$, *Сод* или $K_{ос}$ равны порогам токсичности; при этом за *ПДК* принимаются наименьшие из полученных значений.

$\bar{W} = W_т$, если после подстановки этого значения в модель при $\theta = 1$, $\bar{x}_г$, $\bar{C}^* = const$ величины $[Cl^-]_к$, $[SO_4^{2-}]_к$, $[Na^+]_к$, $\bar{M}_0$, $\bar{M}_к$, $\bar{M}_т$, *Сод* или $K_{ос}$ равны порогам токсичности; при этом за $W_т$ принимается наибольшее из полученных значений.

$\bar{C}_к = ПСН$, если после подстановки этого значения в модель при изменении одной из величин $\bar{x}_г$, $\bar{W}$ или $\bar{C}^*$ величины y, r или z равны нолю; при $y = 0$ начинается выпадение $CaCO_3$; при $r = 0$ начинается выпадение $MgCO_3$, при $z = 0$ начинается выпадение $CaSO_4$.

$\bar{W} = W_{сн}$, если после подстановки этого значения в модель при $\theta = 1$, $\bar{x}_г$, $\bar{C}^* = const$ величины $\bar{C}_к$ равны порогам соленасыщения $CaCO_3$, $MgCO_3$ и $CaSO_4$.

Величины $\bar{x}_г$, $\bar{C}^*_к$, $\bar{W}$, $\bar{C}_к$, равные элементам мелиоративно-гидрохимической обстановки, находятся методом подстановки различных их значений в модель, пока не выполнятся вышеприведенные условия.

Кроме того, модель позволяет прогнозировать распределение солей по профилю толщи активного водосолеобмена при заданных значениях $\bar{x}_г$, $\bar{W}$ и $\bar{C}^*$.

Программа моделирования мелиоративно-гидрохимической обстановки, созданная в соответствии с вышеприведенной схемой для управляющего вычислительного комплекса СМЗ, позволила рассчитать величины *ПДУ*, *ПДК*, $W_т$, *ПСН* и $W_{сн}$ для типовых участков юга УССР. Результаты были использованы при оценке особенностей формирования и режима мелиоративно-гидрохимической обстановки, приведенной в главе 6.

§ 3. Математическое моделирование оптимальной мелиоративно-гидрохимической обстановки

Целью моделирования оптимальной мелиоративно-гидрохимической обстановки является прогнозирование оптимального для произрастания сельскохозяйственных культур гидрохимического режима в активном слое мелиорируемых почв в условиях минимальных отрицательных последствий для ионно-солевого режима поверхностных вод бассейна, в пределах которого расположены орошаемые земли. Прогнозирование выполняется с помощью математического моделирования мелиоративно-гидрохимической обстановки (модель 1) в сочетании с математическим моделированием влияния оросительных мелиораций на гидрохимический режим речного бассейна (модель 2). Методика моделирования соответствующих процессов приведена в данной главе и в главе 9.

Предельные величины, используемые в модели. К важнейшим предельным величинам, определяющим мелиоративно-гидрохимическую обстановку без учета влияния на гидрохимический режим речного бассейна, гидрохимический режим водотоков в условиях орошения, мелиоративно-гидрохимическую обстановку с учетом влияния оросительных мелиораций на ионный режим речных вод (оптимальная мелиоративно-гидрохимическая обстановка) и гидрохимический режим водотоков в условиях оптимального состояния мелиоративно-гидрохимической обстановки, относятся: предельно допустимый (*ПДУ*), предельный (*ПУ*), критический (*КУ*), предельный критический (*ПКУ*), оптимальный предельно допустимый (*ПДУО*) уровни ирригационно-грунтовых вод; предельно допустимые (*ПДК**), предельные (*ПК*), оптимальные предельно допустимые (*ПДКО*) концентрации ионов в водах, поступающих на поверхность почвы, или в оросительных водах; влажность токсичности ($W_т$) и оптимальная влажность токсичности ($W_{то}$); порог соленасыщения (*ПСН*) и оптимальный порог соленасыщения (*ОПСН*); предельная (*ППО*) и оптимальная (*ОПО*) площади орошения; влажность соленасыщения ($W_{сн}$) и оптимальная влажность соленасыщения ($W_{сно}$).

Формулировки понятий *ПДУ*, *КУ*, *ПДК**, $W_т$, *ПСН*, $W_{сн}$, *ПУ*, *ПКУ*, *ПК*, *ППО* приведены в предыдущих разделах. Величины *ПДУО*, *ПДКО*, $W_{то}$, *ОПСН* и $W_{сно}$ соответствуют величинам *ПДУ*, *ПДК**, $W_т$, *ПСН* и $W_{сн}$ в условиях, когда значения среднесуточных за расчетный период показателей стока ионов (P_{n-i}) равны порогам солевой нагрузки на поверхностные воды исследуемого речного бассейна (*ПН*). Формулировка понятия *ПН* приведена в главе 9. Величина *ОПО* соответствует величине *ППО* в условиях, когда концентрации хими-

ческих ингредиентов в поровом растворе горизонта максимального соленакопления активного слоя почвы при ее влажности, равной наименьшей влагоемкости, соответствуют их порогам токсичности.

Алгоритм модели. Математическое моделирование оптимальной мелиоративно-гидрохимической обстановки основано на одновременном использовании моделей 1, 2, принципы составления которых приведены выше. Алгоритм предлагаемой модели (модель 3) основан на использовании алгоритмов моделей 1,2, в которых первые операции совпадают, а операциям *2—3* в алгоритме 1 соответствуют операции *2—5* в алгоритме 2.

Реализация алгоритма. С помощью систем алгоритмов модели для условий установившегося водно-солевого режима при любых значениях величин n и i в пределах периода стабилизации можно прогнозировать все необходимые элементы оптимальной мелиоративно-гидрохимической обстановки.

Расчет оптимальных предельно допустимых уровней ирригационно-грунтовых вод. $\bar{x}_г = ПДУ = ПУ = ПДУО$, если после подстановки этого значения в модель при $\theta = 1$; $\bar{C}^*$, $\bar{W}$, $S_{ор} = \text{const}$, величины $[Cl^-]_к$, $[SO_4^{2-}]_к$, $[Na^+]_к$, $\bar{M}_0$, $\bar{M}_к$, $\bar{M}_т$, *Сод*, $K_{ос}$ равны порогам токсичности, а величины P_{n-i}^{Cl}, $P_{n-i}^{SO_4}$, P_{n-i}^{Na}, P_{n-i}^{M} равны порогам солевой нагрузки на речной бассейн; при этом за *ПДУ* принимается наибольшее, а за *ПУ* наименьшее из полученных значений $\bar{x}_г$. В случае, если это условие не имеет места, следует изменить в пределах допустимого необходимые значения одной или нескольких величин из θ, $\bar{C}^*$, $\bar{W}$, $S_{ор}$, пока условие не выполнится.

Расчет оптимальных предельно допустимых концентраций ионов в водах, поступающих на поверхность почвы. $\bar{C}_к^* = ПДК^* = ПК = ПДКО$, если после подстановки этих значений в модель при $\bar{x}_г$, $\bar{W}$, $S_{ор} = \text{const}$ величины $[Cl^-]_к$, $[SO_4^{2-}]_к$, $[Na^+]_к$, $\bar{M}_0$, $\bar{M}_к$, $\bar{M}_т$, *Сод*, $K_{ос}$ равны порогам токсичности, а величины P_{n-i}^{Cl}, $P_{n-i}^{SO_4}$, P_{n-i}^{Na}, P_{n-i}^{M} равны порогам солевой нагрузки; при этом за *ПДК** и *ПК* принимаются наименьшие из полученных значений $\bar{C}_к^*$. В случае, если это условие не имеет места, следует изменить в пределах допустимого необходимые значения одной или нескольких величин из $\bar{x}_г$, $\bar{W}$, $S_{ор}$, пока условие не выполнится.

Расчет оптимальных влажностей токсичности. $\bar{W} = W_т = W_{то}$, если после подстановки этого значения в модель при $\theta = 1$; $\bar{C}^*$, $\bar{x}_г = \text{const}$, величины $[Cl^-]_к$, $[SO_4^{2-}]_к$, $[Na^+]_к$, $\bar{M}_0$, $\bar{M}_к$, $\bar{M}_т$, *Сод*, $K_{ос}$ равны порогам токсичности

(за $W_т$ принимается наибольшее из полученных значений), а одна из величин P_{n-i}^{Cl}, $P_{n-i}^{SO_4}$, P_{n-i}^{Na}, P_{n-i}^{M} равна порогу солевой нагрузки. В случае, если это условие не имеет места, следует изменить в пределах допустимого необходимые значения одной или нескольких величин из θ, $\bar{C}^*$, $\bar{x}_г$, $S_{ор}$, пока условие не выполнится.

Расчет оптимальных порогов соленасыщения. $\bar{C}_к = ПСН = ОПСН$, если после подстановки этого значения в модель при изменении одной или нескольких величин из θ, $\bar{C}^*$, $\bar{x}_г$, $\bar{W}$, $S_{ор}$ в условиях, когда одна из величин P_{n-i}^{Cl}, $P_{n-i}^{SO_4}$, P_{n-i}^{Na}, P_{n-i}^{M} равна порогу солевой нагрузки, величины y, r или z равны нолю; при $y = 0$ начинается выпадение $CaCO_3$, при $r = 0$ начинается выпадение $MgCO_3$, при $z = 0$ начинается выпадение $CaSO_4$.

Расчет оптимальных влажностей соленасыщения. $\bar{W} = W_{сн} = W_{сно}$, если после подстановки этого значения в модель при $\theta = 1$, $\bar{C}^*$, $\bar{x}_г$, $S_{ор} = const$ в условиях, когда одна из величин P_{n-i}^{Cl}, $P_{n-i}^{SO_4}$, P_{n-i}^{Na}, P_{n-i}^{M} равна порогу солевой нагрузки, величины $\bar{C}_к$ равны порогам соленасыщения $CaCO_3$, $MgCO_3$ или $CaSO_4$. В случае, если это условие не имеет места, следует изменить в пределах допустимого необходимые значения одной или нескольких величин из θ, $\bar{C}^*$, $\bar{x}_г$, $S_{ор}$, пока условие не выполнится.

Расчет оптимальной площади орошения. $S_{ор} = ППО = ОПО$, если после подстановки этого значения в модель при $\theta = 1$, $\bar{C}^*$, $\bar{x}_г$, $\bar{W} = const$ величины P_{n-i}^{Cl}, $P_{n-i}^{SO_4}$, P_{n-i}^{Na}, P_{n-i}^{M} равны порогам солевой нагрузки (за *ППО* принимается наименьшее из полученных значений), а одна из величин $[Cl^-]_к$, $[SO_4^{2-}]_к$, $[Na^+]_к$, $\bar{M}_0$, $\bar{M}_к$, *Сод*, $\bar{M}_т$, $K_{ос}$ равна порогу токсичности. В случае, если что условие не имеет места, следует изменить в пределах допустимого необходимые значения одной или нескольких величин из θ, $\bar{C}^*$, $\bar{x}_г$, $\bar{W}$, пока условие не выполнится.

Величины $\bar{x}_г$, $\bar{C}_к^*$, $\bar{W}$, $\bar{C}_к$, $S_{ор}$, равные элементам оптимальной мелиоративно-гидрохимической обстановки, находятся методом подстановки различных их значений в модель, пока не выполнятся вышеприведенные условия; процесс моделирования осуществляется на ЭВМ.

В результате естественных многолетних колебаний уровня грунтовых вод в пределах *ПДУО* $\pm$ 0,5 ΔH элементы оптимальной мелиоративно-гидрохимической обстановки могут периодически превышать или быть меньше допустимых величин, однако в среднем за многолетие они равны предельно

допустимым. Величины флуктуаций соответствующих элементов за пределы допустимых значений рассчитываются путем подстановки в модель глубин залегания ирригационно-грунтовых вод, равных $\bar{x}_г \pm 0{,}5\Delta H$, где H—то же, что в формуле (5.1), в условиях оптимальной мелиоративно-гидрохимической обстановки.

Схема математической модели, приведенной выше, является учебной. В рабочей модели, предусматривающей прогнозирование элементов мелиоративно-гидрохимической обстановки на любой внутригодовой период, учитывается остаточная засоленность почвогрунтов, изменение по профилю толщи активного водосолеобмена концентраций свободного диоксида углерода в водах, влажности, плотности, температуры почвогрунтов, коэффициентов распределения катионного обмена. Кроме того, прямые и обратные задачи могут решаться относительно величины $\bar{v}_2$.

Список литературы

Веригин Н. Н. и др. Методы прогноза солевого режима грунтов и грунтовых вод. М.: Колос, 1979. 336 с.

Горев Л. Н., Пелешенко В. И. Водно-физические и физико-химические процессы в почвогрунтах при орошении. К.: Вища школа. Изд-во при Киевском ун-те, 1982. 112 с.

Моделирование и управление водно-солевым режимом почв./Отв. ред. Э. А. Соколенко. Алма-Ата: Наука, 1976. 180 с.

Моделирование процессов засоления и осолонцевания почв / Под ред. Ковды В. А. М.: Наука, 1980. 262 с.

Пакшина С. М. Передвижение солей в почве. М.: Наука, 1980. 120 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Часть первая. Теоретические положения мелиоративной гидрохимии 5

Глава 1. Водно-физические свойства почвогрунтов и свойства растворов иаиболее распространенных в природных водах солей 6

§ 1. Водно-физические свойства почвогрунтов . . 6
§ 2. Физические свойства растворов наиболее распространеииых в природных водах солей 10

Глава 2. Водно-физические процессы в почвогрунтах . . . 14

§ 1. Испарение 14
§ 2. Транспирация 17
§ 3. Капиллярное поднятие растворов 18
§ 4. Конвективное перемещение 19

Глава 3. Физико-химические процессы и их роль в формировании ионно-солевого состава ирригационно-груитовых и поровых вод 22

§ 1. Растворение 22
§ 2. Выщелачивание 34
§ 3. Кристаллизация 38
§ 4. Ионный обмен 40
§ 5. Адсорбция 46
§ 6. Отрицательная адсорбция 48
§ 7. Молекулярная, термо- и бародиффузия . . 50
§ 8. Конвективная (фильтрационная) диффузия . . 56
§ 9. Смешение растворов 64
§ 10. Коагуляция коллоидов. 66
§ 11. Осмос 67

Глава 4. Особенности осаждеиия и растворения солей в равновесных гидрохимических системах 69

§ 1. Теоретические положения о равиовесии гидрохимических систем 70
§ 2. Карбонатно-кальциевая система 75
§ 3. Карбонатно-магниевая система 84
§ 4. Сульфатно-кальциевая система 84
§ 5. Система «раствор — твердая фаза легкорастворимых солей» 88

Часть вторая. Прикладные вопросы мелиоративной гидрохимии 94

Глава 5. Оценка объектов мелиоративной гидрохимии . . . 94
§ 1. Ирригационно-грунтовые воды 94
§ 2. Поровые и почвенные воды 98
§ 3. Ирригационные воды 100

Глава 6. Формирование и режим мелиоративно-гидрохимической обстановки 108
§ 1. Понятие о мелиоративно-гидрохимической обстановке 108
§ 2. Особенности формирования естественного ионно-солевого режима толщи активного водосолеобмена 112
§ 3. Особенности формирования ионно-солевого режима поровых вод при орошении 116
§ 4. Особенности формирования ионно-солевого режима ирригационно-грунтовых вод 120
§ 5. Закономерности распределения ионов в ирригационно-грунтовых водах 142

Глава 7. Прогнозирование ионно-солевого состава ирригационно-грунтовых и поровых вод 149
§ 1. Особенности механизма солепереноса в породах толщи активного водосолеобмена 150
§ 2. Методы физико-химической гидродинамики . 158
§ 3. Методы солевого баланса 172
§ 4. Методы физического моделирования 179
§ 5. Физико-химические аспекты прогнозирования 183

Глава 8. Засоление почвогрунтов и методы борьбы с ним . . 193
§ 1. Естественное и вторичное засоление почвогрунтов 193
§ 2. Понятие о порогах токсичности солей 195
§ 3. Способы предупреждения и борьбы с засолением 197

Глава 9. Оценка влияния орошения на ионно-солевой состав речных вод 198
§ 1. Метод математического моделирования . . . 199
§ 2. Бассейновый метод 207
§ 3. Вероятностно-статистический метод 210

Глава 10. Математическое моделирование мелиоративно-гидрохимической обстановки 211
§ 1. Основы моделирования 211
§ 2. Алгоритм математической модели мелиоративно-гидрохимической обстановки 240
§ 3. Математическое моделирование оптимальной мелиоративно-гидрохимической обстановки . . . 250

Леонид Николаевич Горев,
Василий Илларионович Пелешенко

МЕЛИОРАТИВНАЯ ГИДРОХИМИЯ

Редактор *А. Г. Ильченко*
Обложка художника *В. И. Малько*
Художественный редактор *Н. М. Панасюк*
Технический редактор *Л. Ф. Курышева*
Корректор *И. П. Бойко*

Информ. бланк № 8235

Сдано в набор 16.05.83. Подписано в печать 24.01.84. БФ 30193. Формат 84×108¹/₃₂. Бум. типогр. № 2. Лит. гарн. Выс. печ. 13,44 усл. печ. л. 13,44 усл. кр.-отт. 15,4 уч.-изд. л. Тираж 2000 экз. Изд. № 6092. Зак. № 3-210. Цена 95 к.

Головное издательство издательского объединения «Вища школа», 252054, Киев-54, ул. Гоголевская, 7

Книжная фабрика им. М. В. Фрунзе, 310057, Харьков-57, Донец-Захаржевского, 6/8.