

**ПОЧВЫ
АРИДНОЙ ЗОНЫ
КАК ОБЪЕКТ ОРОШЕНИЯ**



ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ им. В. В. ДОКУЧАЕВА

ПОЧВЫ
АРИДНОЙ ЗОНЫ
КАК ОБЪЕКТ ОРОШЕНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1968

Почвы аридной зоны как объект орошения. 1968 г. Почвы аридной зоны рассматриваются в связи с опасностью засоления, возникающей при орошении. Рассматриваются источники солей в почвах, геохимические особенности солей, их миграция и закономерности накопления в почвах и грунтовых водах. Большое внимание уделено описанию географических условий распространения засоленных почв, ландшафтов орошаемых территорий, естественной дренированности и типам водно-солевого баланса.

Приводится характеристика оросительных вод, их классификация с точки зрения опасности засоления и осолонцевания почв при орошении. Уделяется внимание режиму орошения почв, подверженных засолению, обеспечению оптимальных условий снабжения растений влагой, регулированию солевого режима почв, созданию оптимальных концентраций почвенных растворов. Наряду с этим рассмотрены вопросы орошения почв, на которых достигнуты условия стабильного рассоления и благодаря хорошему дренажу не возникает опасности засоления.

Материалы, приведенные в книге, основаны на научном и производственном опыте, накопленном в СССР и за рубежом.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, работающих в области орошаемого земледелия, почвоведов, мелиораторов, агрономов, преподавателей и студентов вузов.

Таблиц 55. Библ. 154 назв. Илл. 24.

Ответственные редакторы:

В. В. ЕГОРОВ, Н. Г. МИНАШИНА

ПРЕДИСЛОВИЕ

Развитие орошаемого земледелия в настоящее время происходит все возрастающими темпами. Орошение выходит за старые границы традиционной древней культуры в Средней Азии и Закавказье, оно распространилось на полупустынную, сухостепную и степную зоны. Значительно расширяются орошаемые площади и в пустынной зоне. Новые крупные массивы орошения создаются в Голодной степи, Каршинской степи, Кызылкумах, южной части Каракумской пустыни и других местах.

Стабилизация орошения в границах нового освоения и повышение уровня интенсификации в зоне старого орошения встречают все еще практически трудно разрешимую проблему борьбы с засолением почв (преодоление первичной засоленности и предупреждение вторичной). Эта проблема изучается во всех странах аридного земледелия. Советские почвоведы достигли определенных успехов в изучении природы засоленных почв, условий их возникновения, влияния на засоление почв различных по качеству оросительных вод, определены правила использования минерализованных оросительных вод и засоленных почв, исключающие вторичное засоление, и т. д. Конечный результат влияния орошаемого земледелия на мелиоративные условия определяется не только качеством почв и оросительных вод, но и общими условиями естественного дренажа, которые в свою очередь определяются геоморфологией района, литологией, гидрологическими и геохимическими особенностями орошаемого массива. Поэтому в данной монографии большое внимание уделено рассмотрению особенностей орошения и дренажа для различных ландшафтов.

Режим орошения почв, подверженных засолению, имеет целью не только обеспечение оптимальных условий снабжения растений влагой, но и регулирование солевого режима почв, создание оптимальных концентраций почвенных растворов, которые не нарушали бы физиологических процессов в растениях и в то же время обеспечивали наилучшие физико-химические свойства почв. Наряду с этим рассмотрены вопросы орошения почв, на которых достигнуты условия стабильного рассоления и благодаря хорошему дренажу не возникает опасности вторичного засоления.

Глава I

ПОЧВЫ АРИДНОЙ ЗОНЫ

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНОЛОГИЯ В ПРОБЛЕМЕ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

Засоленные почвы являются обязательным элементом ландшафтов аридных зон. Степень засоленности почв обычно тем большая, чем суше климат. Максимальная засоленность наблюдается в почвах таких абсолютных пустынь как Чили, Сахара, Западный Китай. Правда, засоленные почвы встречаются также в приморских низменностях и дельтах даже в условиях влажного тропического климата. Однако и в приморских низменностях степень засоленности почв достигает максимальных размеров также в аридном климатическом поясе.

В географии и геохимии процессов образования засоленных почв необходимо различать следующие циклы соленакопления.

I. Континентальные, связанные с движением, перераспределением и аккумуляцией углекислых, сернокислых и хлористых солей во внутриматериковых бессточных областях.

В зависимости от того, являются ли аккумулялирующиеся в почвах и водах соли продуктами выветривания и почвообразования на территориях, сложенных изверженными породами, или же они связаны с перераспределением солей, ранее аккумулялированных в толщах осадочных соленосных пород, различаются:

1) первичные циклы соленакопления (например, на Малом Кавказе, в Маньчжурii и Монголии);

2) вторичные циклы соленакопления (например, в Фергане, Таджикистане, Синьцзяне, Иране, Чили).

II. Приморские, связанные с аккумуляцией морских солей, главным образом хлоридов натрия в прибрежноморских низменностях и по берегам мелководных заливов.

III. Дельтовые, весьма широко распространенные и имеющие большое значение для человека, поскольку пространства речных дельт с древнейших времен широко используются для орошения (дельты рек: Аму-Дарья, Тигра и Евфрата, Хуанхе, Нила). Они

характеризуются сложным сочетанием процессов движения и накопления солей, приносимых с континента рекой и долинно-дельтовым грунтовым потоком, и солей, поступающих в разное время со стороны моря.

IV. Артезианские, обязанные испарению межпластовых подземных вод, выклинивающихся на поверхность через тектонические трещины и разрушенные структуры (грязевые вулканы и грифоны Прикаспия), или в глубоких обширных материковых депрессиях (Каттара в Северной Африке, депрессии на плато Устюрт в Средней Азии).

V. Антропогенные, являющиеся следствием ошибок в хозяйственной деятельности человека или результатом незнания законов соленакопления (засоление орошаемых почв при подъеме уровня грунтовых вод, засоление лугов при перегрузке пастбищ, орошение минерализованными водами, разливы и испарение шахтных, нефтяных и других промысловых вод).

Процессы соленакопления приурочены к определенным типам рельефа, геоморфологическим и гидрогеологическим условиям. В различных циклах соленакопления связано геоморфологически с низменностями или их частями (поймы, дельты, впадины, низкие речные, озерные или приморские террасы). В гидрогеологическом отношении эти процессы приурочены к областям высокого уровня грунтовых вод (в пределах высоты капиллярного и пленочно-капиллярного поднятия растворов). Гидрологически явления соленакопления тяготеют к районам затрудненного стока или более или менее полной бессточности, когда баланс грунтовых вод регулируется не оттоком, а испарением и транспирацией. В почвенном отношении соленакопление связано чаще с условиями современного или древнего гидроморфного аккумулятивного почвообразовательного процесса (т. е. при участии грунтовых вод).

Наиболее распространенным и непосредственным фактором образования современных засоленных почв является процесс испарения и транспирации грунтовых вод в условиях бессточности или замедленного их оттока. Интенсивность испарения грунтовых вод и процесс соленакопления как в грунтовых водах, так и в почвах возрастает с приближением уровня грунтовых вод к поверхности, причем начиная с глубины 2—3 м и меньше процессы соленакопления в условиях аридного климата достигают максимального выражения (рис. 1).

Потенциальное суммарное испарение в аридных зонах достигает величин 1,5—2 и 4 тыс. мм в год, намного превышая сумму атмосферных осадков, которых в типичных пустынях может и не быть в течение ряда лет.

Процессы современного соленакопления всегда в большей или меньшей степени обязаны испарению: а) поверхностных делювиально-пролювиальных вод (в сухих дельтах и конусах выноса при перераспределении солей из древних осадочных толщ); б) мор-

ских вод, особенно после их нагона на сушу приливами или ураганами; в) межпластовых напорных или восходящих подземных вод (как, например, напорные воды Джунгарии или Кашгарии в Западном Китае, воды грязевых вулканов в Прикаспии; г) поливных вод, особенно если их минерализация составляет 3—5 г/л.



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

1 — Западный Сибирь; 2 — Бухара; 3 — Голодная степь

В условиях аридного климата накопившиеся в почвах, осадочных породах и грунтовых водах массы вторичных соединений (соли, окислы, глинистые минералы) имеют тенденцию к длительному сохранению даже после прекращения процессов соленакопления.

После поднятия местности и врезания гидрографической сети грунтовые воды как фактор соленакопления исключаются и процессы засоления прекращаются. Однако господство в пустынях и степях процессов испарения и небольшое количество атмосферных осадков приводят к тому, что накопившиеся массы солей сохраняются в почвах и грунтах. Этим путем на значительных пространствах аридных зон образуются реликтовые (остаточные) засоленные и гипсоносные породы и почвы разного типа. При этом текут медленно процессы рассоления, скорость которых будет тем больше, чем выше количество атмосферных осадков и чем больше выражена естественная дренированность ландшафта.

Для понимания механизма процессов соленакопления и для разработки мероприятий по борьбе с засолением необходимо учитывать следующие понятия и константы.

1. *Критическая минерализация грунтовых вод.* Под этим названием понимается такой предел величины минерализации грунтовых вод, выше которой в условиях гидроморфного почвообразовательного процесса (в естественных условиях или при орошении и дренаже) капиллярно восходящие воды от зеркала грунтовых вод вызывают засоление верхних горизонтов почвы и гибель культурных растений.

Для грунтовых вод хлоридно-сульфатного типа критическая минерализация составляет в среднем 3—2 г/л; для содовых вод критическая минерализация грунтовых вод составляет в среднем 0,7—1 г/л. Если минерализация грунтовых вод не превышает этого уровня, то в гидроморфных условиях развивается естественный или ирригационный гидроморфный почвообразовательный процесс, формируются плодородные почвы, обеспечивается возможность произрастания больших масс естественной растительности или получения весьма высоких устойчивых урожаев сельскохозяйственных растений (хлопчатник, люцерна, свекла, сахарный тростник и т. д.). Если концентрация солей в грунтовых водах превышает критическую минерализацию, то в гидроморфных условиях начинается солончаковый процесс и плодородие почв быстро и резко снижается.

При гидротехнических мелиорациях засоленных почв необходимо опреснять грунтовые воды до величины меньше критической минерализации.

2. *Критическая глубина уровня минерализованных грунтовых вод.* Критической глубиной уровня минерализованных грунтовых вод называется такая их глубина, выше которой капиллярные соленосные растворы, восходящие от зеркала минерализованных грунтовых вод, достигают поверхности почвы (или пахотного горизонта), вызывают соленакопление в почве, угнетение и гибель растений.

Чем выше минерализация, тем с большей глубины грунтовые воды могут вызвать засоление почв и гибель сельскохозяйственных растений. В среднем можно принять, что при минерализации грунтовых вод 10—15 г/л в условиях аридных зон Азии, Африки, Европы критическая глубина выражается величиной около 2—2,5 м. При осуществлении гидротехнических мелиораций засоленных почв (дренаж, промывки, поливы) необходимо поддерживать в течение вегетационного периода уровень грунтовых вод орошаемых полей на глубине ниже критической, в среднем несколько глубже 2—2,5 м. При минерализациях 1—2 г/л грунтовые воды в условиях дренажа и орошения могут залегать на глубине 1—1,5 м, не вызывая засоления почв (рис. 2).

Критическая глубина залегания уровня соленых грунтовых вод зависит также от величины и интенсивности испарения, свойственных климату данной местности. В грубом приближении можно считать ее пропорциональной средней годовой температуре: $Y = 170 + 8t \pm 15$, где Y — критическая глубина в см, t — средняя годовая температура местности (рис. 3).

3. *Начало физиологической токсичности солей.* Наибольшей токсичностью для растений в почвах отличаются бикарбонаты щелочей (особенно сода), затем хлориды и нитраты щелочей; наименьшей токсичностью характеризуются сульфаты. Смеси солей всегда менее токсичны, чем чистые растворы

Заметное угнетение сельскохозяйственных растений при содовом засолении начинается, если в пахотном слое почв содержание иона HCO_3 достигает 0,08%, а pH составляет 8,7—9,0. При содержании 0,1—0,2% HCO_3 и при pH 9,5—10,0 культурные растения обычно гибнут.

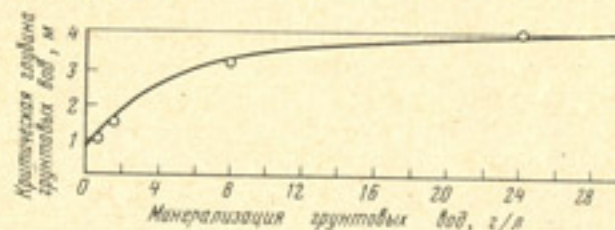


Рис. 2. Влияние минерализации грунтовых вод на засоление почвы

При хлоридном засолении заметное угнетение сельскохозяйственных растений начинается при содержании хлор-иона в почве в количестве 0,05—0,1%. В среднем считается, что при содержании солей в количестве 0,4—0,8% большинство сельскохозяйственных растений развивается ненормально и дает пониженный урожай. При содержании солей в пахотном горизонте в количестве 1,5%



Рис. 3. Зависимость критической глубины грунтовых вод от среднегодовой температуры

и выше большинство сельскохозяйственных растений не развивается или развивается ненормально, не давая сельскохозяйственной продукции.

4. *Оптимальная концентрация солей в почвенных растворах.* Оптимальная концентрация легкорастворимых солей в почвенных растворах орошаемых почв лежит в пределах 3—5 г/л. При концентрации выше 5—6 г/л начинается слабое угнетение культурных растений; при концентрации выше 10—12 г/л наступает

сильное угнетение, а при концентрациях около 20—25 г/л растения гибнут.

5. *Токсические количества обменного натрия.* Слабое угнетение культурных растений начинается, когда количество обменного натрия составляет примерно 10—15% емкости поглощения почвы. При содержании обменного натрия около 20—35% угнетение растений достигает больших размеров. На таких почвах необходимо применять химические мелиорации для уменьшения количества обменного натрия ниже 10%.

Незасоленными почвами следует считать такие почвы, в которых сумма солей в пахотном и корнеобитаемом слоях меньше 0,3—0,4% в течение всего вегетационного периода.

Щелочными почвами следует считать почвы, в которых реакция измеряется в пределах pH 7,0—8,4 и общая щелочность не выше 0,06% HCO_3 .

6. *Влияние избыточного содержания солей на сельскохозяйственные растения.* Исследования советских ученых (А. А. Рихтер, Б. А. Келлер, Н. А. Максимов, А. В. Благовещенский, П. А. Генкель, В. А. Ковда, Б. П. Строганов) позволили установить следующую схему воздействия высоких концентраций солей на семена и растения.

а. *Задержка развития растений.* Избыточное содержание солей в почвах крайне замедляет процесс набухания семян и появление всходов растений. Всходы на засоленных почвах появляются недружно, разновременно, с большим запозданием. Проростки оказываются ненормальными, этиолированными, водянистыми, ломкими. Развитие корневой системы и следующих за ней процессов протекает с запозданием и ненормально.

Дальнейшее развитие сельскохозяйственных растений на засоленных почвах, в стадии цветения и плодоношения, также протекает ненормально. Растения остаются карликовыми, недоразвитыми, число плодовых мест оказывается весьма небольшим. Особенно губительно сказывается засоление на хлопчатнике. Растения хлопчатника, угнетенные солями, характеризуются очень высоким опадом бутонов, цветов, завязей и вследствие этого сильным снижением урожая.

б. *Расстройство жизненных функций растений.* Содержание легкорастворимых солей в почвах, высокое осмотическое давление почвенных растворов, превышающее сосущую силу корней, уменьшение доступности воды — все это приводит к тому, что жизненные функции растений на засоленных почвах коренным образом нарушаются. Расстраивается водный режим. Вода поступает в растение с большими затруднениями либо же остается физиологически недоступной. Минеральное питание расстраивается, нарушается поступление в растение важнейших элементов минерального питания: кальция, калия, серы, фосфора, марганца. Угнетенные солями растения избыточно перегружаются токси-

ческими соединениями: хлоридами натрия и магния, сульфатами магния, кремнеземом, соединениями алюминия. Нарушается процесс дыхания растений, дегенерирует хлорофилл и нарушается процесс фотосинтеза.

в. *Уменьшение урожая и ухудшение его качества.* Если, несмотря на влияние избыточного содержания солей, растения все-таки смогут достигнуть стадии плодоношения и дать урожай, то обычно при этом урожай и его качество оказываются значительно пониженными. Так, хлопчатник на солончаковых почвах дает урожай на 50—60% ниже, чем на почвах незасоленных. Все показатели качества волокна хлопчатника, выросшего на засоленных почвах, оказываются на 10—20% ниже нормального. Свекла, несмотря на свою относительную солеустойчивость, при избыточном содержании солей в почвах дает сниженный на 15—25% урожай, уменьшается сахаристость, появляется горечь и солоноватость клеточного сока, что затрудняет в дальнейшем технологию сахароварения. Урожай зерновых на солончаковых почвах снижается на 30—50% против урожая на незасоленных почвах, зерно при этом приобретает щуплость и низкую натуру.

НОМЕНКЛАТУРА И КЛАССИФИКАЦИЯ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

При построении классификации засоленных почв необходимо принимать в расчет принципы геохимии солей и принципы физиологии растений. Лишь в этом случае можно разобраться в происхождении и формах засоленных почв, в уровне их естественного плодородия и необходимых мелиорациях при сельскохозяйственном освоении.

Соляные коры

В пустынях Азии, Африки, Латинской Америки часто встречаются химически почти чистые (без примесей мелкозема и скелета) скопления солей на поверхности, образующие род соляных кор. Содержание солей в них составляет около 100% массы. Мощность соляной коры может достигать 3—5 см, а иногда 50—100 см и даже нескольких метров.

Некоторые соляные коры отличаются плотностью (монокристаллической), низкой проницаемостью для растворов и, как правило, не обладают естественным плодородием. Однако они представляют хозяйственный интерес как источники сырья для химической промышленности или для промышленности строительных материалов.

Различаются соляные коры современные, образующиеся в настоящий период при испарении морских, озерных или подпочвен-

ных грунтовых вод, и соляные коры реликтовые (остаточные), процесс нарастания которых в настоящее время не происходит, так как маточные растворы (морские, озерные или подземные воды) отсутствуют.

По химическому составу различаются следующие разновидности соляных кор:

Известковые коры, широко распространенные в аридных зонах Азии и Африки («шох» — народное название в Узбекистане, «шечьян» — народное название в Северном Китае). Содержание углекислого кальция больше 60—70%. Запасы элементов минерального питания и естественное плодородие очень низкие. Корневая система растений развивается с трудом. Механическая обработка и орошение крайне затруднены из-за высокой твердости. Физиологической токсичности по отношению к растениям известковые коры не проявляют (в том случае, если не содержат углекислого магния). Освоение возможно на фоне орошения путем глубокого искусственного рыхления специальными машинами и легкими взрывами. Известковые коры в аридных зонах по происхождению являются продуктами химической садки испаряющихся грунтовых или озерных вод.

Гипсовые коры и толщи встречаются в наиболее сухих и безводных частях аридных зон суши. Они широко известны в пустынях и пустынных степях Средней Азии, Закавказья, Северной Африки, Латинской Америки. Различаются гипсовые коры и гипсовые горизонты современные, аккумулирующиеся из испаряющихся минерализованных грунтовых вод, и остаточные, образовавшиеся из грунтовых или озерных вод в прошлом.

Гипсовые коры и горизонты, получившие в Узбекистане народное название «арзык», состоят на 60—80—90% из двухводного сернокислого кальция. Гипсовые коры и горизонты, получившие народное название «гандж», или «гажа», широко известные в Азербайджане и Грузии, иногда на 80—90% состоят из двухводного сернокислого кальция.

Большие пространства как реликтовых, так и современных скоплений гипса в виде горизонтов и кор имеются в Узбекистане, Таджикистане, на Устюрте и в Западном Китае, в Египте, в соляной пустыне Дешт-е-Кевир в Иране, в аридной части Аргентины, в Чили и в Перу.

Мощность гипсовых кор и горизонтов может достигать 10—50 см, а иногда 1—2 м. Физиологическая токсичность гипса для растений не установлена. Водный режим гипсоносных кор для растений зависит от кристаллических форм гипса, часто он неблагоприятный. Запасы питательных веществ крайне низкие. Естественное плодородие гипсовых кор и горизонтов невелико. Гипсовые коры и горизонты при орошении дают большие деформации суффозионного характера. Освоение их в орошаемом хозяйстве вполне возможно, однако необходимо проведение больших работ

по обогащению гипсовых кор с поверхности минеральным мелкоземом, органическим веществом и удобрениями.

Соляные коры образуются в наиболее сухих пустынях Средней Азии, Западного Китая, Ирана, Северной Африки, Чили, где благодаря сухости климата они сохраняются как поверхностные или погребенные соляные горизонты, состоящие на 90—100% из чистых солей или из их смесей: хлористого натрия, мирабилита и др.

Современные соляные коры такого типа иногда достигают толщины в десятки сантиметров, а иногда и метров, образуясь в глубоких депрессиях рельефа путем химической садки из высококонцентрированных озерных или подземных вод с минерализацией 250—500 г/л. Остаточные соляные коры широко известны в древнечетвертичных, третичных, пермских и девонских отложениях: их мощность измеряется десятками и сотнями метров.

Благодаря исключительной сухости климата пустынь Латинской Америки, Средней Азии, Ирана и Западного Китая древние соляные толщи после выхода их на поверхность в результате тектонических движений длительное время сохраняются, вызывая повсеместное засоление окружающих почв.

Соляные коры этого типа абсолютно неплодородны. Их нельзя использовать в сельском хозяйстве. В них часто содержатся такие ценные элементы, как калий, магний, бор и др. Поэтому они представляют значительный интерес как сырье для химической и пищевой промышленности. Включать в объекты сельскохозяйственного освоения и мелиорации соляные коры этого типа нецелесообразно.

Солончаки

Солончаками называют засоленные почвы, имеющие максимум легкорастворимых токсичных солей в самых верхних горизонтах почвы (0—30, 0—40 см). Сумма солей превышает обычно 1—2%, достигая иногда 10—20—30%. В большинстве случаев всходы сельскохозяйственных растений на солончаках не развиваются. В естественных условиях на солончаках растительность либо отсутствует, либо представлена специфическими суккулентными галофитами.

Обычно солончаки с поверхности покрыты более или менее выраженными выделениями или корками легкорастворимых солей. На солончаке обычно не наблюдается сколько-нибудь развитого растительного покрова. Исключение составляют лишь специфические галофиты (мясистые, жирные солянки, солончаковые кустарники), которые приспособлены к условиям существования на засоленных почвах. Лишь луговые солончаки Сибири имеют растительный покров.

По механическому составу солончаки и солончаковые почвы чаще являются тяжелыми. Это объясняется тем, что образование

солончаков приурочено к низменностям, депрессиям, впадинам, в которых происходило накопление глинистых почвообразующих пород. Однако изредка солончаки образуются и на породах легкого механического состава.

Солончаки характеризуются отсутствием водопроходной комковато-зернистой структуры. В то же время благодаря наличию большого количества электролитов коллоидально-глинистый материал солончаков находится в прочно коагулированном состоянии. Поэтому солончаки, пока в них присутствуют соли, отличаются рыхлостью, проницаемостью и некоторой агрегированностью (псевдоструктура).

Обычно солончаки содержат небольшое количество гумуса (0,7—1,25%) в верхнем горизонте. Лишь солончаки лесостепных областей (содовые солончаки Маньчжурии, Аргентины, Калифорнии, Украины, Сибири), образовавшиеся по луговым почвам, имеют 2—3% гумуса.

Реакция почвенного раствора у солончаков слабощелочная (рН 7,5—8,3), причем она зависит обычно от содержания карбонатов и бикарбонатов кальция и магния. Содовые солончаки имеют высокощелочную реакцию с рН 9—11, обусловленную влиянием карбонатов и бикарбонатов натрия.

Содержание легкорастворимых солей в солончаках с глубиной уменьшается. Солевой профиль солончаков в схеме представлен следующими солевыми скоплениями. Верхние горизонты представляют сферу аккумуляции наиболее легкорастворимых солей: NaCl , Na_2SO_4 , Na_2CO_3 , MgSO_4 , MgCl_2 . Однако в большинстве солончаков присутствует, кроме того, CaSO_4 и CaCO_3 . Содержание гипса при этом в верхнем солевом горизонте может достигать 2—3, а иногда и 10%. В естественных условиях благодаря постоянному присутствию капиллярной воды легкорастворимые соли солончака находятся в форме почвенного раствора. Почвенный раствор солончаков отличается высокой концентрацией: 100—200, а иногда и 300—400 г/л в верхних горизонтах и 20—30—50 г/л в нижних.

Концентрация солей в почвенном растворе солончаков всегда выше концентрации грунтовых вод, подстилающих солончак, и в несколько раз больше концентрации солей в морской воде.

В зависимости от гидрологии, внешнего вида и химизма солончаки подразделяются на ряд подтипов, имеющих весьма различные хозяйственные оценки. Для мелиоративной характеристики солончаков важно правильно оценить их гидрологию и отношение к грунтовым водам. С этой точки зрения необходимо различать:

Солончаки активные (современные), связанные с грунтовыми водами через «капиллярную кайму» (через пленочно-капиллярный поток) восходящих растворов солей. В этих солончаках запас легкорастворимых солей, несмотря на сезонные колебания,

постепенно увеличивается. В солончаках капиллярного увлажнения зеркало грунтовых вод в течение года находится на глубине 0,5—3 м.

Солончаки капиллярно-пленочного увлажнения имеют грунтовые воды на глубине 5—9 м. Медленно восходящие растворы капиллярной и пленочной влаги достигают поверхности. В условиях аридного климата этот тип водного режима солончаков приводит к формированию своеобразных пухлых и корковых влажных солончаков. Такие почвы широко распространены в пустынях Западного Китая, в древних дельтах Аму-Дарьи, в пустынях Ирана. Бездренажные промывки и орошение таких солончаков возможны лишь при небольшом освоении территории (10—15%). Обычно это освоение неустойчиво. После двух-трех лет орошения происходит скачок уровня грунтовых вод, которые поднимаются до глубины 2—2,5 м. Процессы засоления почвы после этого значительно усиливаются.

Солончаки остаточные (сухие). Часто встречаются в аридных зонах Африки, Центральной Азии, Латинской Америки. Грунтовые воды залегают глубже 20—25 м, однако вследствие крайней сухости климата максимум легкорастворимых солей в них сосредоточен в верхних горизонтах почвы. Среди солончаков этого типа распространены пухлые солончаки, образующие сыпучую глинисто-солевую массу крупинки — так называемый псевдодесок. Под влиянием ветра псевдодесок собирается в солевые дюны и барханы. Сумма солей в пухлых солевых горизонтах достигает 20—25%, а в солевых дюнах 50%.

При освоении и мелиорации таких солончаков целесообразно главную массу пухлого солевого горизонта удалить механическим путем (скрепером или грейдером) с будущих полей. Промывку остаточных солончаков возможно производить без дренажа. Главной профилактической мерой устойчивого освоения является удержание грунтовых вод на глубине ниже критической.

Засоленные почвы возникают как в результате природных процессов, так и в результате неправильных приемов хозяйственной деятельности человека. Поэтому необходимо различать *природные* — *первичные* солончаки и солончаки *вторичные*, образовавшиеся в результате неумения человека управлять солевым режимом почв (Минашина, 1963). Солончаки природные и солончаки вторичные могут сильно различаться между собой.

По морфологическим признакам различают солончаки: мокрые, сухие, корковые, пухлые, столбчатые, черные и белые.

Мокрые солончаки. Мокрыми называют солончаки с особенно близкими грунтовыми водами, когда почва перенасыщена капиллярной водой и вследствие этого пребывает в состоянии непрерывной увлажненности капиллярными растворами. Иногда мокрыми солончаками называют почвы, содержащие в поверхностных со-

левых корках хлористый магний и хлористый кальций, которые вследствие высокой гигроскопичности сорбируют атмосферную воду, разжижаются и поддерживают высокую влажность поверхности почвы, придавая последней темную окраску.

Пухлые солончаки. В тех случаях, когда верхний солевой горизонт солончака представлен пухлым, сыпучим, пылящим землисто-солевым слоем, почву называют пухлым солончаком. Обычно пухлые соляные горизонты представлены смесью исходного землистого материала почвообразующей породы, мучнистой и тонкокристаллической массы CaCO_3 и CaSO_4 и тонкокристаллической массы легкорастворимых солей NaCl , Na_2SO_4 . Пухлые соляные горизонты солончаков часто развешиваются и под влиянием ветра переносятся на значительные расстояния, образуя дюны солевого псевдопеска.

Корковые солончаки. В некоторых случаях при периодическом увлажнении легкорастворимые соли и особенно гипс солончаков, перекристаллизовываясь, образуют поверхностную прочную соляную корку. Иногда такая соляная корка может достигать мощности 2—3—5 см. Подобного типа солончаки называют корковыми.

Столбчатые солончаки. В лесостепных районах Аргентины, США, Украины, Поволжья и особенно Сибири распространены темноокрашенные, содержащие соду солончаки, при высыхании поверхность их растрескивается, а верхний горизонт до глубины 10—20 см распадается на крупностолбчатые и глыбистые отдельности. Подобного рода солончаки носят название «столбчатых и корково-столбчатых солончаков» (их не следует смешивать с корковыми и корково-столбчатыми солонцами).

Белыми солончаками в англо-американской литературе называют солончаки, имеющие с поверхности белую и светлую окраску, обусловленную скоплением большого количества легкорастворимых солей: Na_2SO_4 , MgSO_4 , NaCl , NaNO_3 и др.

Черными солончаками в англо-американской литературе называют темноокрашенные с поверхности содовые солончаки, образующиеся в условиях более влажного климата и не содержащие значительных количеств хлоридов и сульфатов. Черная окраска этих почв связана с отсутствием светлоокрашенных хлоридов и сульфатов, с некоторой гумусностью почв, а также с обилием подвижных форм темных органико-минеральных коллоидов.

Солончаки, образовавшиеся в различных физико-географических условиях, отличаются весьма разнообразным составом солей. Агрономические и мелиоративные свойства солончаков в большей степени зависят от их химического состава. Поэтому необходимо строго подразделять солончаки по составу солей. Различаются следующие подтипы солончаков:

Солончаки нитратные, содержащие NaNO_3 , KNO_3 . По токсичности и мелиоративным показателям нитратные солончаки близ-

ки к хлоридным. В пустынях Средней Азии и Малой Азии, как и в пустынях Америки, нитраты аккумулируются совместно с хлоридами.

Солончаки хлоридные. В составе солей представлены NaCl , MgCl_2 , иногда CaCl_2 . Распространены главным образом в областях приморского засоления или в районах выклинивания на поверхность глубинных рассолов. Сумма солей и соленость грунтовых вод в солончаках хлоридного засоления обычно максимально высокие. Водно-физические свойства хлоридных солончаков в период промывок зависят от того, являются ли они гипсоносными или безгипсовыми. При гипсоносности (что широко распространено) они мелиорируются легче. Безгипсовые хлоридные солончаки плохо поддаются промывкам и дренажу вследствие низкой водопроницаемости, развития щелочности и пептизированности почвенных коллоидов (осолонцевание). В этих случаях требуются дополнительные меры для повышения эффективности промывок (глубокое рыхление, плантаж, временные мелкие дрены, иногда гипсование).

Сульфатно-хлоридные солончаки широко распространены и характеризуются варьирующим соотношением хлоридов и сульфатов, с преобладанием хлоридов, общим высоким количеством легкорастворимых солей в поверхностных горизонтах (3—5%) и часто присутствием гипса. Мелиорация и освоение сульфатно-хлоридных солончаков требуют значительных затрат на промывание и удаление солей. Опасность образования солонцеватости при промывках, однако, очень невелика.

Хлоридно-сульфатные солончаки характеризуются преобладанием в составе легкорастворимых солей солончаковых горизонтов сульфатов Na , Mg над хлоридами. Как правило, они богаты гипсом. Степень засоления хлоридно-сульфатных солончаков достигает столь же высоких размеров, как сульфатно-хлоридных и нитратно-хлоридных солончаков (2—5%), но токсичность солей в этих солончаках значительно снижена благодаря большому содержанию Na_2SO_4 и CaSO_4 .

Мелиорация и освоение хлоридно-сульфатных солончаков на фоне дренажа проходят сравнительно легко. Солонцеватость, снижение водонепроницаемости и рост щелочности при промывании солей не наблюдаются или очень кратковременны и слабо выражены.

Солончаки сульфатные. В составе солей обычно представлены Na_2SO_4 , MgSO_4 , CaSO_4 . Эти солончаки встречаются чаще внутри континентальных депрессий. Токсичность сульфатов наименьшая в ряду легкорастворимых солей. Водно-физические свойства этих солончаков обычно благоприятные. Осолонцевание их не происходит благодаря природной гипсоносности, промывка и дренаж в период мелиорации и освоения дают быстрый эффект.

Сульфатно-содовые солончаки. В составе солей сульфатно-содовых солончаков преобладают сульфаты; присутствуют обычно также и хлориды, но наиболее характерным для них является появление бикарбонатов и карбонатов щелочей до величины 0,1—0,15% HCO_3' и высокий pH порядка 8,7—9,5.

В СССР сульфатно-содовые солончаки распространены в северных районах образования засоленных почв (Украина, Среднее Поволжье, Кулундинская степь и др.). Сульфатно-содовые солончаки широко распространены в Венгрии, Маньчжурии, Монголии, Индии, Америке, Африке.

Степень засоления сульфатно-содовых солончаков обычно не очень велика — 1,5—2,0%. Однако вследствие высокой щелочности и присутствия соды сульфатно-содовые солончаки характеризуются весьма неблагоприятными водно-физическими свойствами (плохая водопроницаемость, бесструктурность) и токсичностью для сельскохозяйственных растений.

Содовые солончаки. В этих же районах встречаются и чисто содовые солончаки, содержащие главным образом Na_2CO_3 , NaHCO_3 , с примесью Na_2SO_4 и MgCO_3 . Токсичность соды очень велика, что объясняется как ее прямым влиянием, так и высокой щелочностью pH порядка 9,5—10,5—11,0. Для этих почв характерны остаточная гумусность (луговой генезис), высокое содержание обменного натрия (70—80% емкости), призмовидная глыбистая структура, очень большая плотность, а также неглубоко залегающие сравнительно пресные щелочные грунтовые воды.

Содержание легкорастворимых солей в содовых солончаках не очень велико (редко более 1—1,5%). Однако их агрономические и мелиоративные свойства весьма неблагоприятны вследствие высокой токсичности свободной соды, бесструктурности и водонепроницаемости почв. Химические мелиорации (гипс, сера, кислые отходы промышленности) являются основным условием мелиорации содовых солончаков. Освоение содовых солончаков очень затруднено и не всегда является целесообразным с хозяйственной точки зрения.

Боратные солончаки. Растворимые соли борной кислоты из вулканических борсодержащих эфегалитов, скапливаясь в условиях крайне сухого климата пустынь, образуют боратные солончаки. Избыточное содержание бора угнетает растения и крайне вредно для плодородия почв. Боратное засоление обычно сопровождается значительным участием хлоридов и сульфатов.

Боратные солончаки широко распространены вокруг озер в Тибете, в пустынях США и Латинской Америки. Особенно значительным районом боратных солончаков в Боливии является высыхающее соляное озеро Аскотан с горизонтом солей мощностью до 15—20 см и с содержанием B_2O_3 , равным 28—37%.

Солончаковатые почвы

Солончаковатыми называют почвы, содержащие в корнеобитаемых горизонтах (в пределах 1 м) легкорастворимые токсические соли в количестве более 0,3%. Всходы сельскохозяйственных растений на солончаковатых почвах получаются не вполне нормальными и изреженными; урожай растений на 30—60% ниже, чем на незасоленных почвах.

По химическому составу легкорастворимых солей солончаковатые почвы, как и солончаки, следует подразделять на содовые, сульфатные и хлоридные. Солончаковатые почвы обычно имеют смешанный химический состав: содово-сульфатные или содово-хлоридные, сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные.

Все отрицательные свойства, характерные для солончаков, в ослабленной форме проявляются и в солончаковатых почвах. Уровень естественного плодородия солончаковатых почв тем ниже, чем больше в них содержится солей, и наоборот.

Солончаковатые почвы, как и солончаки, необходимо подразделять с учетом их гидрологии и глубины залегания грунтовых вод на следующие группы:

Солончаковатые луговые почвы (современные, активные), связанные с грунтовыми водами через кайму капиллярных или пленочно-капиллярных растворов, восходящих от зеркала грунтовой воды. Глубина залегания грунтовых вод в солончаковатых луговых почвах обычно равна 1,5—3 м (колеблясь в течение года), минерализация их значительно меньше, чем в солончаках, и составляет обычно 0,5—3—5 г/л. Максимум легкорастворимых солей в солончаковатых луговых почвах в сухое время года сосредоточен в самых верхних горизонтах почвы (0—10—30 см). Во влажное время года максимум легкорастворимых солей сдвигается на глубину промачивания атмосферными осадками.

Мелиорация и освоение солончаковатых луговых почв проходят значительно легче, чем солончаков. Основными условиями мелиорации являются проведение промывок с нормами порядка 2—3 тыс. $\text{м}^3/\text{га}$ и разреженная сеть глубоких дренажных каналов. В содовые луговые солончаковатые почвы целесообразно, кроме того, вносить гипс, серу и кислотные продукты нейтрализации высокой щелочности.

В сухом земледелии и при пастбищном использовании луговые солончаковатые почвы без орошения легко подвергаются усиленному соленакоплению, постепенно переходя в солончаки. Происходит это вследствие увеличения интенсивности испарения почвенно-грунтовых вод после уничтожения травянистой растительности и уплотнения поверхности поля.

Остаточно-солончаковатые почвы (сухие солончаковатые почвы). Эта разновидность солончаковатых почв характеризуется глубоким залеганием уровня грунтовых вод — более 10—20 м.

Грунтовые воды могут быть умеренной и высокой минерализации (10—30 г/л). Максимум легкорастворимых солей в почвах обычно расположен на глубине 30—50—100 см. Сумма легкорастворимых солей на этих глубинах может составлять 0,3—0,8%.

Содовые остаточно-солончаковатые почвы обычно имеют признаки значительной солонцеватости как морфологические, так и химические (столбчатость, наличие обменного натрия и повышенная щелочность, pH до 9).

Во многих случаях остаточно-солончаковатые почвы, кроме легкорастворимых солей, содержат на некоторой глубине гипс. По содержанию легкорастворимых солей и глубине их расположения различают слабо-, средне- и сильносолончаковатые почвы.

Потребность в промывках легкорастворимых солей и угроза вторичного засоления почв при самотечном орошении из земляных каналов на остаточно-солончаковатых почвах нарастают тем в большей степени, чем ближе уровень грунтовых вод и больше степень засоленности почв и грунтов.

Начало освоения остаточно-солончаковатых почв можно производить без дренажа. Однако при самотечном орошении из открытых каналов необходимо предусматривать последующий ввод дренажных сооружений с целью отвода подымающихся к поверхности соленых грунтовых вод по достижении ими критической глубины (2,5—3 м).

Такыры

Такырами называют разновидность засоленных почв, свойственную пустыням Азии и Северной Африки. Такыры являются почвами ландшафтов рассоления в условиях сухих жарких пустынь.

Внешне такыры представлены обширными равнинами, бесплодными пространствами глинистых пустынь, почти не имеющих растительности. Полигонально растрескавшаяся поверхность такыров в сухое время года напоминает торцовую мостовую. После выпадения дождей вследствие водонепроницаемости такыр пересыхается водой, превращаясь в непроходимую мелководную эфемерную озерную топь.

С поверхности такыр закрыт плотной пористой глинистой коркой толщиной 3—5 см. Под коркой залегает остаточно-солевой горизонт, в котором содержание солей может составлять 0,5—1,5%. Глубже 20—30 см такыр подстилается засоленной малоизмененной породой. Грунтовые воды в такырах лежат глубже 10—20—30 м.

Полная бесплодность такыров объясняется сухостью, крайне неблагоприятными физическими свойствами, высокой щелочностью (pH до 9—10), высокой остаточной засоленностью подкоркового горизонта, почти полной безгумусностью и отсутствием обычной для почв грибов и бактериальной микрофлоры.

Равнинный характер поверхности и большие пространства, занятые такырами, делают их весьма интересным объектом для орошаемого земледелия в Азии и Африке. Однако распашка и орошение их без предварительных мелиораций иногда приводят к отрицательным результатам. Так как такыры вследствие водонепроницаемости плохо впитывают поливную воду, то распаханная и смоченная поверхность ссыхается в цементированную, пропитанную солями, глинистую кору.

Среди такыров наблюдается большое разнообразие физических и химических свойств, а также степени выраженности «такырности».

На основе опыта узбекских, туркменских колхозов и результатов научных исследований, проведенных в 50-е годы в СССР, предложена система мелиоративных мероприятий, необходимых при освоении такыров. Эта система имеет комплексный характер и включает мероприятия, направленные на улучшение структуры почвы и ликвидацию щелочности (плантажная вспашка на глубину 35—50 см для мобилизации гипсоносных горизонтов и подстилающего аллювия, не затронутого такырным процессом), удаление остаточных легкорастворимых солей из корнеобитаемой зоны (промывка после плантажной вспашки и после пескования нормами воды порядка 5—10 тыс. м³/га, создание в такыре активного биологического режима), внесение до промывок при плантаже особо высоких доз местных органических удобрений.

Так как такыры имеют грунтовые воды, лежащие на глубинах больше 10—20 м, то в большинстве случаев промывки и орошение их могут первоначально производиться в бездренажных условиях. Однако после создания крупных оросительных каналов, охватывающих большие территории, грунтовые воды будут постепенно подниматься, и придется предусматривать на освоенных орошаемых такырных пространствах ввод в работу дренажных сооружений через 10—20 лет после начала орошения (в зависимости от глубины залегания грунтовых вод и к. п. д. оросительных систем).

Солонцы и незасоленные щелочные почвы

Для солонцов характерно наличие в гумусовом горизонте обменного натрия (наряду с очень малым количеством или даже при полном отсутствии легкорастворимых солей), придающего почвам щелочные свойства: высокую распыленность, вязкость во влажном состоянии и необычайную плотность в сухом, образование своеобразного (солонцового) горизонта В. Этот горизонт состоит из крупных структурных отдельностей (столбчатых, призматических, глыбистых и т. д.). Солонцовые свойства связаны с повышенной растворимостью органического вещества и склонностью почвенных коллоидов к пептизации. Профиль солонца элювиально-иллювиальный: количество глины и полуторных окислов мини-

мально в горизонте А и максимально в горизонте В, в то время как горизонты В₂, ВС и порода содержат легкорастворимые соли, карбонаты кальция и магния и реже гипс. Поглощающий комплекс насыщен катионами Ca⁺⁺, Mg⁺⁺, Na⁺. В горизонте В велико содержание обменного натрия, рН выше 8. Солонцы наиболее часто встречаются в следующих зонах: лесостепной и степной с черноземами, в сухой степи с каштановыми почвами, в полупустыне со светло-каштановыми и бурыми почвами. В каждой из этих зон по степени гидроморфности выделяются три типа солонцов: степные солонцы (автоморфные с грунтовыми водами глубже 6—8 м; полугидроморфные, т. е. лугово-степные солонцы с грунтовыми водами на глубине 4—6 м и гидроморфно-луговые с глубиной залегания грунтовых вод 2,5—4 м). В каждой из указанных биоклиматических зон могут развиваться все три типа солонцов.

Номенклатура солонцов в СССР следующая: в черноземной зоне — черноземно-луговые солонцы, черноземные лугово-степные солонцы. Далее солонцы разделяются на подтипы в соответствии с положением в эволюционном ряду от солончака (засоленной почвы) до зональной почвы, а также в соответствии с водным режимом. Различаются солончаковатые солонцы, типичные, остаточные и осолоделые. В первом случае солевой горизонт лежит близко к поверхности, в типичном солонце профиль резко разделяется на следующие горизонты: А — надсолонцовый; В — солонцовый, В₂ — карбонатный (с белоглазкой), и, наконец, засоленный горизонт. *Остаточные* солонцы содержат сравнительно мало поглощенного натрия — не свыше 10% емкости обмена; характеризуются хорошо выраженным профилем и не имеют физико-химических признаков солонцеватости, за исключением физических свойств. *Осолоделые* солонцы напоминают типичные, но не имеют ясных признаков осолодения в нижней части гумусового горизонта; этот тип обычно включают в гидроморфный тип солонца.

Каждый подтип солонца разделяется на роды по качественному составу солей: В этом плане наиболее типичны: 1 — хлоридно-сульфатные или сульфатно-хлоридные и 2 — содово-сульфатные солонцы.

Хлоридно-сульфатное засоление характерно для всех трех типов солонцов СССР, содовое и сульфатное — для гидроморфных солонцов (луговых и лугово-степных) черноземной зоны (СССР, Венгрия, Румыния, Югославия, Болгария) и пустыни (США, Аргентина, Иран).

Типы солонцов делятся на виды на основе количественного развития почвенного профиля: стадии развития солонцового горизонта и солевого профиля, степени осолодения. При выборе агротехники при освоении солонцов учитывается специфика солонцового горизонта (например, солончаковатые солонцы, корковые солонцы, в которых мощность горизонта А не превышает 1—5 см, мелкостволчатые солонцы с горизонтом А 5—10 см;

среднестолчатые с горизонтом А 10—16 см и глубокостволчатые, где мощность горизонта А превышает 16 см). Стадия развития солонцового профиля отражается на глубине залегания солей. По этому признаку солонцы разделяются следующим образом: сильвозасоленные солонцы, засоленные, глубокозасоленные и выщелоченные.

Классификация почв по содержанию обменного натрия приведена в табл. 1.

Таблица 1

Классификация солонцовых почв по содержанию обменного натрия в горизонте В

Степень солонцеватости почв	Обменный натрий, % от емкости обмена	
	зона черноземов	зона каштановых и бурых почв
Солонцы	>30	>16
Сильносолонцеватые . .	15—30	10—15
Солонцеватые	10—15	5—10
Слабосолонцеватые . .	<10	<5

Ниже даются соотношения между уровнем естественного плодородия почвы и степенью ее солонцеватости:

Обменный натрий, % от емкости . .	<5	10—15	20—30	>50
Относительное плодородие почв, % .	100	60—75	26—30	0,0

На основании имеющихся сведений о солонцах и засоленных почвах могут быть сделаны следующие выводы:

1. На всех континентах имеются большие ареалы засоленных и солонцеватых почв различных типов.
2. Эти почвы были обнаружены в холодном, с вечной мерзлотой (Якутия), умеренном, субтропическом и тропическом поясах, т. е. от субарктики до экватора и к югу от него.
3. Засоленные и солонцеватые почвы часто бывают приурочены к речным террасам, молодым и древним аллювиальным равнинам, делювиальным и пролювиальным предгорным равнинам и изредка к высокогорным плато.
4. Засоленные почвы и солонцы встречаются в странах, где климат аридный или континентальный хотя бы в течение части года (например, муссонные районы) и, следовательно, там, где испарение превышает сток постоянно или временно.
5. Засоленные почвы и солонцы часто встречаются в сочетании или со степными почвами: бурыми, каштановыми и черноземами,

или с луговыми почвами аридных регионов. Они могут также встречаться, но весьма редко, и среди подзолов на севере, и среди регуров в муссонных тропиках и сухих субтропиках в сухой экваториальной зоне (более локально, на засоленных породах в недренированных условиях, например на озерных и морских террасах).

ГЛАВНЕЙШИЕ ЗОНАЛЬНЫЕ ТИПЫ ПОЧВ АРИДНОЙ ЗОНЫ, УРОВЕНЬ ИХ ПЛОДОРОДИЯ И ХАРАКТЕР ИЗМЕНЕНИЙ ПОД ВЛИЯНИЕМ ОРОШЕНИЯ

На территории аридной зоны распространены почвы с разным уровнем естественного плодородия — от высокоплодородных сероземов до совершенно бесплодных кор пустынь с различным отношением к орошению, с разной потребностью в мелиорациях. Среди почв аридной зоны, которые наиболее широко осваивались под орошение в прошлом или подлежат орошению в ближайшем будущем, выделяются следующие основные типы и подтипы почв: светлые, обыкновенные и субтропические сероземы, черные хлопковые почвы и регуры тропиков (муссонные районы, саванны), коричневые и серо-коричневые почвы, красно-коричневые почвы, серо-бурые пустынные почвы, такыровые пустынные почвы, песчаные пустынные почвы, каштановые и бурые почвы комплексных полупустынь с солонцами, засоленные аллювиальные, луговые, лугово-болотные и болотные почвы в долинах, дельтах и депрессиях субтропических и тропических пустынь.

В условиях пустыни при наличии источников влаги под орошение вовлекались часто и непочвенные образования, например пески, глинистые или щебнисто-глинистые коры, которые в естественных условиях совершенно лишены растительного покрова и не обнаруживают биологической активности. Со временем при орошении и возделывании сельскохозяйственных растений на таких корах создавались искусственные орошаемые почвы. Такие случаи известны во внутриконтинентальных тропических пустынях и в субтропических и суббореальных пустынях Средней Азии и других районов. Искусственные почвы создаются иногда на галечниковых конусах выноса путем кольматации их мутными оросительными водами или искусственного нанесения мелкоземистой почвы.

Раньше других стали орошаться почвы гидроморфного ряда, которые развиваются в пустынных районах по долинам и дельтам рек и в местах приближения грунтовых вод к дневной поверхности. К их числу относятся аллювиальные и сазовые луговые, лугово-болотные и болотные почвы. К настоящему времени, однако, фонды этих земель в значительной мере исчерпаны. Остались участки почв, подверженные засолению или сильному заболачи-

ванию, для освоения которых требуется проведение сложных гидротехнических мелиораций.

Различные типы почв очень разнообразны по генезису, составу и свойствам. Характер изменений, происходящих в них под влиянием орошения, также неодинаков. Поэтому не может быть и однозначного ответа на вопрос, как изменяется уровень плодородия почв под влиянием даже одной и той же системы орошения. Одни из них при орошении значительно повышают плодородие, другие могут снижать его, третьи как бы противятся улучшению (Орошение и дренаж засоленных почв..., 1967).

К числу наиболее плодородных почв орошаемой зоны относятся черные хлопковые почвы, серо-коричневые, коричневые, сероземы на лёссах, отчасти каштановые. Особенно благоприятными водно-физическими свойствами обладают сероземы благодаря хорошей микроагрегированности частиц. Они имеют благоприятную для растений реакцию среды, обладают высокой биологической активностью и обычно не засолены и не солонцеваты. В некоторых районах сероземы засолены в глубоких горизонтах, при правильном орошении и регулировании уровня грунтовых вод это засоление со временем исчезает. Недостаточное для получения высоких урожаев содержание питательных элементов (главным образом азота и фосфора) легко пополняется искусственно — путем внесения минеральных удобрений.

В первые же годы орошения на сероземах при обеспечении оптимального режима орошения и внесения удобрений получают высокие урожаи почти всех культур. Примером может служить Голодная степь, где в первые годы орошения удалось получать по 20—30 ц/га хлопка-сырца.

Без применения удобрений удовлетворительные урожаи получают только в первые годы. Из опыта прошлого известно, что при недостатке удобрений на сероземах практиковалась переложная система земледелия. После 1—2 лет орошения почва оставлялась в перелог на 2—3 года. За этот период в почве восстанавливались запасы доступных питательных элементов благодаря природным процессам. При переложной системе земледелия уровень плодородия сероземов снижался. Это подтверждается данными химических анализов, показывающих меньшее содержание гумуса, азота, фосфора и даже подвижного калия в старопахотных сероземах по сравнению с целинными.

В современных условиях, когда вносятся большие количества удобрений, введены хлопково-люцерновые севообороты и обеспечивается оптимальный для культур режим орошения, уровень плодородия сероземов не только не снижается, но обычно возрастает. В почвах повышается запас питательных элементов, особенно фосфора; увеличивается содержание азота и гумуса. Урожаи при этом в оптимальных условиях агротехники и удобрений возрастают до 45—60 ц/га хлопка-сырца.

Однако высокая проницаемость сероземов благоприятствует фильтрации и потере оросительных вод, что в свою очередь ведет к быстрому подъему грунтовых вод. Высокая капиллярная проводимость лёссовых почвогрунтов способствует широкому проявлению вторичного засоления. В прошлом, а местами и в настоящее время именно орошение сероземных почв на лёссах сопровождалось катастрофическим по скорости подъемом уровня грунтовых вод и проявлением вторичного засоления, если отсутствовал естественный и не был сооружен искусственный дренаж. Начало орошения сероземов на лёссах нередко сопровождалось просадками вдоль ирригационной сети.

Близкими к сероземам по свойствам и уровню плодородия оказываются серо-коричневые почвы. Отличием их является более высокая степень оглиненности, несколько меньшая проницаемость, слитость и склонность к образованию корки в первые годы орошения. По-видимому, на серо-коричневых почвах чаще проявляются и процессы вторичного осолодчения. Но при правильном орошении эти почвы тоже высокоплодородны, даже с большими запасами питательных элементов в естественных условиях, чем сероземы.

Относительно других почв пустынной зоны, как правило, менее плодородных в естественном состоянии, можно заметить, что изменение уровня их плодородия под влиянием орошения происходит еще более заметно. Часто требуется более длительное время и больше капитальных вложений на их освоение, главным образом на улучшение водно-физических свойств.

Из практики освоения сильноэродированных почв известно, что часто в первые годы орошения на них не удается получить удовлетворительного урожая хлопчатника даже при внесении удобрений. В зоне Каракумского канала в первые годы орошения пустынных такыровых почв собирали урожай около 6 ц/га хлопчатника. Для окультуривания такыровых почв прибегают к посеву культур-освоителей (суданской травы, ячменя и др.), посеву которых предшествует глубокая или даже плантажная вспашка. Очень эффективным оказывается внесение навозо-земляных компостов, мульчирование посевов песком и т. д. Со временем при правильном использовании и окультуривании таких почв плодородие их значительно возрастает. Часто оазисные почвы пустынной зоны не уступают по уровню плодородия лучшим почвам сероземной зоны.

В практике имеются многочисленные случаи освоения пустынных песчаных почв. Если при орошении такыровых почв усилия направлены на преодоление слитости и слабой проницаемости, то при освоении песчаных пустынных почв приходится принимать меры к уменьшению водопроницаемости и повышению влагоудерживающей способности, что можно достигнуть путем кольматации (полив мутными водами), а в некоторых случаях искусствен-

ным внесением глинистой массы (озерно-аллювиальных глин, глинистых сланцев, как, например, в оазисе Харга).

Со временем на песчаных почвах нарастает искусственный окультуренный слой. Имеются указания, что со временем при орошении песчаных почв происходит утяжеление механического состава также за счет более интенсивного выветривания и разрушения песчаных частиц. Например, в провинции Ат-Тахрир (ОАР) произошли следующие изменения при орошении песчаных почв: за 11 лет орошения содержание пылеватых и глинистых частиц увеличилось с 1,99 до 10,15%, органического вещества — с 0,008 до 0,39%, емкость поглощения — с 0,07 до 14,3 мг-экв на 100 г почвы. Положительным качеством песчаных почв является их меньшая подверженность вторичному засолению. Они легко промываются оросительными водами, обладают меньшей высотой капиллярного поднятия. Искусственным путем создаются также почвы при освоении кор выветривания и других непочвенных образований. При этом приходится часто решать сложные вопросы мелиорации.

Общей почти для всех вновь осваиваемых почв аридной зоны является большая потребность в удобрениях, так как при орошаемой культуре значительно увеличиваются поглощение и вынос питательных элементов культурной растительностью, а в некоторых случаях и вынос их с дренажными водами. Общие запасы этих элементов в почвах аридной зоны обычно малы. Частично убыль питательных элементов компенсируется поступлением их с оросительными водами в виде растворенных веществ и в составе ирригационных наносов. Но при интенсивном земледелии этих поступлений оказывается недостаточно. С древнейших времен земледельцы применяли большое количество удобрений под орошаемые культуры. С этой целью использовались «дувальная земля», земли с мест древних поселений («кафри»), которые, как показывают анализы, содержат от 2 до 10% селитры, до 2% P_2O_5 и богаты калием, содержат легкорастворимый кальций. Они не только улучшали питательный режим орошаемых почв, но и благоприятно воздействовали на их физические свойства. Количество применяемых удобрений было огромно — до 150—200 т/га (Хорезмский оазис).

Несколько иначе проявляется влияние орошаемого земледелия на сероземно-луговых, лугово-болотных и пустынно-луговых почвах. Эти почвы часто оказываются первично засоленными в той или иной степени. Близкое залегание грунтовых вод осложняет проведение промывочных поливов. С самого начала приходится прибегать к сооружению дренажа или выбирать наиболее приподнятые участки. Но катастрофических изменений при орошении гидроморфных почв не наблюдается. Таким образом, при их орошении не происходит коренного изменения в развитии почв. Исчезают элементы стихийности в увлажнении, существовавшие при

затоплении паводками. Режим влажности и поступление наносов становятся более регулярными, что способствует развитию более однородного по составу почвенного профиля на месте резкослоистых аллювиально-дельтовых почв. Но в освоении почв гидроморфного ряда имеются свои трудности, так как условия их развития способствуют засолению, которое при орошении, как правило, еще более усиливается, по крайней мере на части площади. Часто сооружение дренажа и обеспечение оттока вод также оказывается на них более трудным, чем на более древних поверхностях.

Подчинение режима увлажнения почв и содержания в них питательных элементов требованиям культурных растений при освоении и окультуривании почв различного происхождения, состава и свойств приводит к сглаживанию их различий. Между окультуренными почвами разных регионов значительно больше сходства, чем между природными почвами этих же районов. Поэтому многие почвоведы (Н. А. Димо, М. А. Орлов, А. Н. Розанов) предлагали выделять орошаемые почвы в качестве особых типов. Тем не менее классификация почвенного покрова оазисов субтропической и тропической зон пока недостаточно разработана. Орошаемые почвы часто аналогизируются с природными, что не отражает существа их происхождения, свойств и плодородия.

Под влиянием орошения почва постепенно утрачивает черты своего первоначального строения (Орлов, 1937; Розанов, 1951). Это прежде всего относится к распределению по профилю гумуса, карбонатов и гипса. Длительно орошаемые почвы на мощных агроирригационных отложениях приобретают монотонный сероватый цвет и однородность механического состава и сложения. Почвенная масса древнеорошаемых почв сильно переработана дождевыми червями и хорошо микроагрегирована. Верхний 30—40-сантиметровый слой древнеорошаемых почв содержит наибольшее количество гумуса. Агроирригационные слои, залегающие глубже 40 см, содержат несколько меньше гумуса, чем верхний окультуренный горизонт, но в средней части профиля орошаемых почв гумуса всегда больше, чем на неорошаемых почвах, поэтому общие запасы гумуса в орошаемых почвах на ирригационных наносах почти всегда больше, чем в целинных.

Под влиянием орошения карбонатный профиль изменяет первоначальные очертания. Белоглазка, хорошо выраженная в средней части профиля некоторых целинных почв, при орошении исчезает. В древнеорошаемых почвах карбонаты равномерно распределяются по всему почвенному профилю как за счет перераспределения первоначальных запасов, так и за счет поступления новых количеств CaCO_3 с оросительными водами. Почти всегда наблюдается некоторое увеличение содержания карбонатов в нижней части агроирригационного горизонта и на контакте с грунтовыми

водами. Орошаемые почвы сероземной и пустынной зон имеют сходное строение почвенного профиля, различаясь по содержанию гумуса и карбонатов. Длительно орошаемые почвы пустынной зоны содержат несколько меньше гумуса и больше карбонатов и гипса, чем почвы сероземной зоны. Все это послужило основанием для выделения длительно орошаемых почв в качестве особого типа, который называли культурно-поливными староорошаемыми, или древнеорошаемыми почвами. Орошаемые почвы тропической пустыни отличаются от субтропических меньшей карбонатностью, большей оглиненностью, слитостью, солонцеватостью в подпочвенных горизонтах, но строение их профиля почти одинаково (Минашина, 1966).

Под влиянием орошения изменяется не только почвенный профиль, но и характер распространения почв на поверхности орошаемой территории. Прежде всего значительно возрастают площади почв дополнительного грунтового увлажнения. Процессы остепнения почв приостанавливаются.

Длительное орошение определяет и сельскохозяйственное использование вторичных элементов ирригационного рельефа. Приканальные полосы, возвышающиеся над окружающей территорией или межканальными понижениями, служат местом для поселений земледельцев, насаждения садов, виноградников, посева бахчевых культур. Хорошо проницаемые почвы вдоль каналов на рашах вполне соответствуют требованиям этих культур. На пологих склонах от каналов, где формируются оазисные тяжелосуглинистые и суглинистые почвы, размещается основная масса посевов технических и продовольственных культур: хлопчатника, эфиромасличных, зерновых, овощей и т. п. Поверхность склонов тщательно планируется, почвы интенсивно обрабатываются и удобряются. Они характеризуются наиболее высоким уровнем плодородия среди почв орошаемых массивов. Именно эти почвы имеются в виду при описании благоприятного воздействия орошаемой культуры на почвообразование. Наконец, в понижениях между каналами обособляются тяжелоглинистые почвы, часто избыточно увлажняемые (оазисные луговые, лугово-болотные, болотные), нередко подверженные повышенному засолению. Эти почвы, помимо избыточного грунтового увлажнения, периодически подтапливаются сбросными водами. Они менее интенсивно используются под культуру, а чаще, если нет достаточного дренажа, не используются совсем.

Чередование каналов и понижений между ними на орошаемых массивах создает своеобразный оазисный ландшафт с полосами из густой зелени насаждений и садов, там, где размещаются поселения, широкими полями идеально равных посевов полевых культур на склонах, а также понижений, нередко заросших тростниками и солянками, а иногда занятых озерами, часто с солеными водами. Соотношения между площадями различных типов оазис-

ных почв в условиях слабой естественной дренированности неодинаковы для разных территорий. Чем хуже общий дренаж, тем большие площади заняты переувлажненными и засоленными почвами. В наиболее неблагоприятных оазисах их размеры достигают 70—75% от общей площади оазиса.

Роль искусственного дренажа в таких условиях особенно велика для обеспечения необходимых гидрологических и солевых режимов почв и создания основы для других агротехнических и агрохимических мероприятий, которые без дренажа оказываются неэффективными.

Глава II

ХИМИЗМ ЗАСОЛЕННЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОЧВ АРИДНОЙ ЗОНЫ

ГЛАВНЕЙШИЕ РАСТВОРИМЫЕ СОЛИ В ПОЧВАХ И ВОДАХ АРИДНОЙ ЗОНЫ

Соли угольной кислоты — карбонаты

Соли угольной кислоты широко распространены в почвах, грунтах и грунтовых водах пустынь, полупустынь, степей и даже лесостепей. Влияние этих солей в значительной степени зависит от их состава, количества солей, которые аккумулируются в почве, степени их растворимости и токсичности для растений, а также от их влияния на водный режим.

Карбонаты кальция. Углекислый кальций — крайне малорастворимая соль (0,0131 г/л). Растворимость карбоната кальция в присутствии угольной кислоты значительно повышается благодаря образованию бикарбонатов кальция по реакции $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{CO}_3 = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Растворы углекислого кальция, как соли сильного основания и слабой кислоты, в отсутствие доступа свободной угольной кислоты обладают высокой щелочностью, давая pH 10—10,2. Но присутствие углекислоты в количествах, свойственных почвенному воздуху, понижает щелочность раствора бикарбонатов кальция до более низкого уровня (pH 7,5—8,5). При большом количестве угольной кислоты растворимость CaCO_3 возрастает до 0,4—1 г/л; pH раствора при этом резко снижается (до 6,8—6,1).

Вследствие малой растворимости углекислый кальций в почвах для большинства сельскохозяйственных растений безвреден. Однако растения, приспособленные к условиям кислых субтропических и тропических почв (какао, кофе, бананы, чайный куст, некоторые цитрусовые, тунг), не переносят высокого содержания углекислого кальция в почвах.

Все пресные речные и подземные воды всегда содержат значительные количества растворенного бикарбоната кальция. Наносы

аридной зоны, отложенные речными, озерными и морскими водами, тоже всегда богаты углекислым кальцием (до 7—15%). Накопление углекислого кальция в почвенных горизонтах происходит и из грунтовых вод при близком залегании их к поверхности и расходе на транспирацию и испарение. Почвы сухих степей и пустынь всегда карбонатны. Количество CaCO_3 в степных и пустынных почвах и лёссах может достигать 10—20%, а в некоторых случаях — 50—80% от веса почвы. Карбонатные горизонты обычно сильно цементированы, непроницаемы для корней растений и для оросительных вод. Иногда аккумуляция извести из грунтовых вод и цементация почвы происходят после 5—7-летнего периода орошения, вызывая гибель ценных плодовых деревьев.

При господстве в почвах нисходящих токов растворов и при определенных физико-химических условиях углекислый кальций постепенно выщелачивается. Карбонаты кальция легко определяются морфологически по белесоватому цвету карбонатных горизонтов, белым жилкам (мицеллий), мучнистым скоплениям и конкрециям, а также качественной пробой с соляной кислотой (бурая реакция с выделением CO_2).

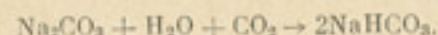
Карбонаты магния. Углекислый магний отличается значительно более высокой растворимостью, чем углекислый кальций. В присутствии углекислоты благодаря образованию бикарбонатов магния растворимость MgCO_3 сильно возрастает. Являясь солью сильного основания и слабой кислоты, углекислый магний в процессе щелочного гидролиза придает раствору высокую щелочность (до pH 9—10). Эта щелочность может оказывать угнетающее влияние на растения. Поэтому присутствие свободного углекислого магния в почвах может рассматриваться как отрицательный признак, вызывающий снижение плодородия. Однако накопление углекислого магния в свободной форме в почвах — явление редкое в результате распространенного процесса поглощения магния глинами, а также образования в почвах пустынь и степей практически нерастворимого соединения магния — доломита $[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$ и доломитизированных конкреций, содержащих до 2,5% углекислого магния.

Карбонаты натрия. Соли угольной кислоты и натрия широко распространены в природе и накапливаются в почвах иногда в значительных количествах. Углекислый натрий существует в почвах и в почвенно-грунтовых водах в нескольких модификациях. Нормальный углекислый натрий представляет собой соль угольной кислоты и натрия — Na_2CO_3 . В почвах соединение кристаллизуется с различным количеством воды ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$; $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$).

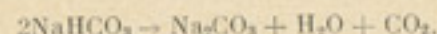
Сода (Na_2CO_3) является высокорстворимым соединением (178 г/л при 20°С). Благодаря гидролизу сода вызывает очень сильное подщелачивание среды — до pH 10—12. Вследствие высокой щелочности и растворимости сода отличается крайней токсичностью для большинства растений.

Присутствие соды в почвенных растворах вызывает пептизацию почвенных коллоидов, разрушение структуры и низкую водопроницаемость. Появление соды в почвах даже в количестве 0,05—0,1% вызывает снижение естественного плодородия вследствие щелочности и бесструктурности.

Бикарбонат натрия отличается меньшей щелочностью и токсичностью, чем нормальная сода. Объясняется это тем, что бикарбонат натрия частично усреднен угольной кислотой. Образование бикарбоната натрия происходит при взаимодействии воды со свободной углекислотой по следующей схеме:



Тенденция к переходу нормальной соды в бикарбонат натрия возрастает по мере увеличения содержания угольной кислоты в почвенном воздухе и растворе. Наоборот, при умеренном содержании угольной кислоты в почвенном воздухе, т. е. при слабой жизнедеятельности микроорганизмов и малом содержании органических веществ, или при нагревании почвенного раствора бикарбонат легко переходит в нормальный карбонат по схеме:



При испарении почвенно-грунтовых вод, содержащих карбонаты и бикарбонаты натрия, из почвенного раствора выпадают и накапливаются в почве кристаллики двойной соли $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, либо чистого минерала NaHCO_3 . Большинство природных вод (речных, родниковых, подземных, озерных), имеющих концентрацию солей 0,5—3,0 г/л, содержит повышенные количества карбонатов и бикарбонатов натрия. Наносы и почвы, образованные при участии и под воздействием таких вод, всегда будут щелочными, весьма коллоидными при наличии монтмориллонита, но малопроницаемыми и плотными.

Однако значительные количества соды в почвах накапливаются сравнительно редко. Это объясняется тем, что в большинстве почв пустынь и полупустынь происходит интенсивное накопление гипса CaSO_4 , в присутствии которого сода переходит в углекислый кальций по следующей схеме:



Поэтому лишь в тех почвообразующих породах, в которых отсутствует гипс, свободная сода или бикарбонат натрия могут накопиться в значительных количествах. Такие условия иногда создаются в прериях США и Канады, в черноземных и лесостепных областях Маньчжурии, Сибири, Русской равнины, Венгерской низменности. В этих областях встречаются озера и почвы с большим

содержанием соды (содовые солончаки, содовые солонцы). В содовых солончаках содержание соды достигает 2—5%.

Почвы содового засоления широко известны в муссонных засушливых районах Пакистана, Индии, в саваннах Африки, на низких речных равнинах Аргентины, Чили, Марокко, Западного Китая, Монголии и Армении. Растворимость соды сильно уменьшается при температурах меньше 8—5° С. Присутствие воды в почве значительно понижает ее водопроницаемость. Оба обстоятельства приводят к тому, что вымываемость соды из почв во влажные холодные сезоны года очень низкая. Однажды накопившись в почве, карбонаты и бикарбонаты натрия имеют тенденцию устойчиво в ней сохраняться.

Почвы, содержащие значительное количество бикарбонатов и карбонатов натрия, являются щелочными, засоленными, с низким естественным плодородием и нуждаются при освоении в коренной химической мелиорации.

Карбонаты калия. Углекислый калий (поташ) присутствует в почвах значительно реже, чем углекислый натрий. По своей высокой растворимости, щелочному гидролизу, сообщающему раствору высокую щелочность, по токсичности для растений и дезагрегирующему действию на коллоиды и структуру почв углекислый калий практически аналогичен углекислому натрию. Известно накопление значительных количеств поташа в золе некоторых сельскохозяйственных растений (подсолнечника). Зола некоторых галлофитных растений содержит поташ в больших количествах (например, саксаул). Зола подсолнечника и саксаула используется как сырье для получения поташа. Поступление поташа совместно с опадом листьев саксаула на поверхность почвы вызывает повышение щелочности в почвах вокруг кроны саксаула.

Соли серной кислоты

Соли серной кислоты встречаются в больших или меньших количествах почти во всех почвах. В почвах и грунтовых водах степей и пустынь сульфаты иногда заметно накапливаются. Агрономическое и мелиоративное значение сернокислых солей весьма сильно меняется в зависимости от их химизма.

Сернокислый кальций. Сернокислый кальций (гипс) является солью, физиологически безвредной для растений. Это объясняется тем, что растворимость сернокислого кальция невелика (1,9 г/л). В почвах и почвообразующих породах полупустынь и пустынь содержится очень часто весьма большое количество гипса, который накапливается при испарении озерных или близких к поверхности соленых грунтовых вод. Часто в пустынях можно встретить гипсоносные почвы древнего происхождения, в которых грунтовые воды исчезли. В условиях особо сухого климата таких пустынь, как Чили и Сахара, гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) обезвоживается,

превращаясь в мучнистую массу полугидрата — $\text{CaSO}_4 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$. В некоторых районах Средней Азии, Кавказа, Северной Африки, Аргентины почвы содержат до 25—50%, а иногда 80—90% гипса.

В почвах гипс кристаллизуется в самых разнообразных формах, от тонких прозрачных или мучнистых кристалликов до больших друз. При очень большом содержании в грунтах гипс образует сплошную губчатую пористую массу, прочно цементирующую весь горизонт. Такие сплошные скопления гипса в почвах придают им механическую непроницаемость для корней, воды, воздуха, угнетая развитие растений, а иногда вызывая гибель пальмовых и других древесных насаждений.

Гипс широко применяется для улучшения щелочных почв, содержащих соду и поглощенный натрий. Гипс является спутником хлористых и сернокислых солей, накапливающихся в засоленных почвах.

Сернокислый магний. Сернокислый магний (эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) является типичным компонентом засоленных почв, накапливаясь в них в количествах, составляющих несколько процентов. Его присутствие также обычно в соленых грунтовых водах, во многих соляных озерах и грязях. Вследствие большой растворимости (252 г/л) сернокислый магний отличается крайне высокой токсичностью и принадлежит к числу наиболее ядовитых и вредных для растений солей.

Сернокислый магний никогда не накапливается в почвах в чистом виде, а всегда в сочетании с другими легкорастворимыми солями. Присутствие сернокислого магния, так же как и других легкорастворимых солей в почвах, требует коренной мелиорации последних путем промывок для удаления солей.

Сернокислый натрий. Сернокислый натрий является солью, типичной для засоленных почв, соленых грунтовых вод, озер и соляных грязей. Токсичность сернокислого натрия в два-три раза меньше, чем сернокислого магния. Вследствие изменения растворимости в зависимости от температуры поведение сернокислого натрия в почвах весьма сложно. В теплое время года сернокислый натрий передвигается к поверхности почвы вместе с наиболее растворимыми солями (сернокислым магнием, хлористым магнием и хлористым натрием). В зимнее холодное время сернокислый натрий вследствие снижения растворимости не вымывается нисходящими токами почвенных растворов, оставаясь на месте. Выпадая в осадок из насыщенного раствора при снижении температуры, сернокислый натрий дает прозрачные крупные кристаллики мирабилита ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). При повышении температуры мирабилит затем обезвоживается, переходя в белесый порошок безводного сульфата — тенардита (Na_2SO_4). Иногда сернокислый натрий кристаллизуется вместе с сернокислым кальцием, образуя так называемый глауберит ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$). В условиях особенно

сухих пустынь, таких, как Чили, Сахара, Устюрт сернокислый натрий всегда обезвожен и представлен тенардитом.

Накапливаясь в самом верхнем горизонте солончаковых почв, тенардит совместно с гипсом и углекислым кальцием участвует в образовании пылеобразного «пухлого» солевого горизонта солончака. В таких «пухлых» горизонтах содержание сернокислого натрия достигает 25—30%. Мелиорация почв, засоленных сернокислым натрием, основывается на необходимости выщелачивания сернокислого натрия с помощью промывок большими количествами воды, по возможности в теплое время года, в сочетании с поливным рисом.

Сернокислый калий. Сернокислый калий не накапливается в почвах в больших количествах. По свойствам он близок к сернокислому натрию, однако его токсичность значительно меньше токсичности сернокислого натрия. Присутствие большого количества сернокислого калия установлено в некоторых соляных месторождениях, где он добывается на удобрение.

Хлориды

Хлориды, т. е. соли соляной кислоты, являются вместе с сульфатами главнейшими соединениями, вызывающими образование засоленных почв. Все хлориды отличаются высокой растворимостью и вследствие этого высокой токсичностью для растений. Чем выше степень засоления почв, грунтовых вод, соляных озер, тем в большей степени в них накапливаются хлориды.

Хлористый кальций присутствует в почвах редко. Это происходит вследствие того, что хлористый кальций, реагируя с сернокислым и углекислым натрием, легко переходит в сернокислый и углекислый кальций и выпадает из раствора. Поэтому появление хлористого кальция характерно для почв, почвенных растворов и вод соляных озер (соляная рапа) лишь при максимальных степенях засоления порядка 400—500 г/л. Известно также появление хлористого кальция (как эфемеронда) в верхних солончаковых горизонтах почвы в результате реакций обмена восходящего раствора хлористого натрия с обменным натрием.

Присутствие значительного количества хлористого кальция установлено в глубинных межпластовых водах, связанных иногда с нефтяными месторождениями. Поступая по трещинам на поверхность, межпластовые воды могут вносить хлористый кальций в почвы. Хлористый кальций ядовит для растений, но меньше, чем хлористый магний и хлористый натрий.

Хлористый магний значительно больше распространен в засоленных почвах, соленых грунтовых водах, соляных озерах, чем хлористый кальций. Однако накопление большого количества хлористого магния происходит лишь при максимальных степенях засоления. Вследствие высокой растворимости (353 г/л) хлористый

магний отличается исключительно большой токсичностью и принадлежит к числу солей, наиболее вредных для растений.

Большое количество хлористого магния установлено также в глубинных межпластовых грунтовых водах, откуда по трещинам растворы хлористого магния могут поступать в почвы и почвенные растворы.

В верхних горизонтах солончаков хлористый магний, подобно хлористому кальцию, может появиться в результате обменных реакций между восходящим раствором хлористого натрия и поглощенным магнием почвы.

Хлористый магний и хлористый кальций являются высокогигроскопичными солями, поглощающими парообразную воду из атмосферы при низкой температуре воздуха. При этом кристаллический осадок хлористого магния и хлористого кальция быстро разжижается и превращается в концентрированный раствор. Поэтому солончаки, содержащие на поверхности хлористый кальций и хлористый магний, остаются после дождей или росы длительное время влажными. Солончаки, содержащие большое количество хлористого магния, трудны для освоения и нуждаются в интенсивных промывках и дренаже для удаления этой вредной соли.

Хлористый натрий. Совместно с сернокислым натрием и сернокислым магнием он является наиболее постоянным и распространенным компонентом в засоленных почвах. Большая растворимость хлористого натрия (264 г/л) обуславливает его исключительно высокую токсичность для растений. Даже при содержании NaCl около 0,1% растения не развиваются нормально. Многие же засоленные почвы содержат 2—5% NaCl и являются совершенно бесплодными. Улучшение засоленных почв, содержащих большое количество хлористого натрия, возможно лишь методом промывок для удаления солей. Промывка, как правило, должна сочетаться с дренажем.

Промывка хлоридно-натриевых солончаков проходит очень легко, если почва содержит гипс. Если же хлоридный солончак не содержит гипса, то промывка очень затрудняется из-за вхождения натрия в поглощающий комплекс, развития щелочности и лептизации почв.

Хлористый калий. По химическим свойствам хлористый калий в общем аналогичен хлористому натрию. Однако его распространенность крайне невелика, что объясняется потреблением калия организмами и необратимым поглощением его глинами. При большом содержании хлористого калия в почвах его токсичность столь же сильна, как и хлористого натрия. Однако чаще всего содержание хлористого калия даже в засоленных почвах невелико. Вследствие большого значения калия в минеральном питании растений ископаемые залежи хлористого калия представляют большую ценность как источник калийного удобрения. Применение калийного удобрения в форме хлористого

калия или в форме карналита ($MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$) весьма повышает плодородие незасоленных почв. В засоленных почвах применение калийного удобрения в форме хлористого калия не рекомендуется.

Нитраты и бор

Соли азотной кислоты — нитраты — являются весьма важным химическим соединением в почвах. Обычно в почвах нитраты присутствуют в малых количествах, не более 0,01% NO_3 . Нитраты представляют собой важнейший элемент минерального питания растений, являясь источником азота. Однако в условиях особо сухих пустынь Чили, Перу, Индии, Средней Азии, Аравии нитраты натрия и калия, подобно хлоридам и вместе с ними, вызывают сильнейшее засоление и бесплодие почв. Количество нитратов в таких почвах достигает нескольких процентов, а в некоторых случаях до 30—50%.

Значительно реже в почвах встречаются в избытке соли борной кислоты. Обычно это наблюдается вблизи вулканов (например, в Латинской Америке).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОЛЕЙ И ИСТОЧНИКИ ИХ ПОСТУПЛЕНИЯ НА СУШУ

Образование и накопление солей в почвах является результатом многих геохимических процессов, протекающих в верхних слоях земной коры. При выветривании различных горных пород прежние связи между химическими элементами нарушаются и возникают новые — образуются соединения в форме вторичных глинистых минералов или различных окислов, а также других, более простых соединений; в числе их могут быть и простые соли.

Основными элементами, соединения которых обуславливают возникновение засоленных почв, являются Ca, Mg, Na, K, Cl, S, C, N, B и I. Наряду с этим в засоленных почвах аккумулируются часто в микроколичествах Cu, Zn, Br. Эти элементы мигрируют и накапливаются в засоленных почвах в форме солей, которые рассмотрены выше (карбонаты, хлориды и т. д.). К ним следует добавить силикаты Na_2SiO_3 , K_2SiO_3 , гуматы, а также алюминаты щелочей, которые сопровождают соду в щелочных засоленных почвах.

Элементы, из которых могут образоваться растворимые соли, являются одними из наиболее часто встречающихся в земной коре¹; по распространенности они входят в число первых 15 элементов (табл. 2).

¹ Земной корой принято называть верхнюю оболочку земли до глубины 16,5 км.

Таблица 2

Весовые кларки (в %) наиболее распространенных элементов земной коры

Элемент	По Ферсману	По Виноградову в главных типах пород	
		осадочные породы (глины + сланцы)	2 части кислых изверженных пород + 1 часть основных
Кислород *	49,13	52,80	47,00
Кремний	26,00	23,80	29,50
Алюминий	7,45	10,45	8,05
Железо	4,20	3,33	4,65
Кальций *	3,25	2,53	2,96
Натрий *	2,40	0,66	2,50
Магний *	2,35	1,34	1,87
Калий *	2,35	2,28	2,28
Водород *	1,00	—	—
Титан	0,61	0,45	0,45
Углерод *	0,35	1,00	$2,3 \cdot 10^{-3}$
Хлор *	0,20	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Фосфор	0,12	$7,7 \cdot 10^{-2}$	$9,3 \cdot 10^{-2}$
Сера *	0,10	$3,10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$
Марганец	0,10	$6,7 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Бор *	$0,5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$

Примечание. В таблице звездочкой отмечены элементы, входящие в состав легкорастворимых солей и участвующие в явлениях засоления почв.

Современные запасы легкорастворимых солей земного шара распределяются между океаном и сушей приблизительно следующим образом. Океан, по подсчетам П. Линка, содержит около 20 млн. км³ солей. Суша, по Линдгрену, содержит солей до 5,8% от веса осадочных пород земной коры, или, при объемном весе 1,5 и объеме осадочных пород 187 млн. км³ (по Твенхофелу), около 17 млн. км³. На долю чистых соляных залежей из этого количества, по данным Кларка, приходится 1750 тыс. км³.

За период геологической истории земного шара продолжительные процессы образования магмы, вулканические и поствулканические явления в земной коре способствовали огромному накоплению хлоридов, сульфатов и боратов как в растворах, циркулирующих на суше и в воде океана, так и в континентальных и морских осадках.

Каждый этап оживления вулканической деятельности в истории земного шара сопровождался поступлениями на поверхность новых масс легкорастворимых солей магматического происхождения. Продолжающаяся работа вулканов и поныне способствует появлению на поверхности новых масс соединений хлора, серы, бора и т. д. Однако первичный по преимуществу хлористо-аммонийный характер химизма океана менялся в ходе геологической и геохимической истории земного шара под влиянием процессов выветривания, биогенеза и почвообразования на континентах и под влиянием биохимических и геохимических преобразований в самом океане.

Современный состав солей океана создан в итоге длительного притока с континентов сернокислых и углекислых солей Na, K, Ca, Mg, образования их хлоридов и биологического разрушения аммонийных солей, ранее преобладавших в океане, с накоплением азота в атмосфере.

Выветривание массивно-кристаллических пород, слагающих континенты, явилось в свою очередь важнейшим источником легкорастворимых солей, поступающих в природные воды, осадочные толщи и почвы. К. Д. Глинка, К. К. Гедройц, Б. Б. Полюнов и А. Е. Ферсман в СССР, Гильгард, Гаррис и Келли в США придавали процессам выветривания ведущую роль в появлении солей, аккумулирующихся в природных водах, наносах и почвах на континентах.

Химический состав соленых растворов, образующихся при выветривании изверженных пород, в значительной степени зависит от их минералогического состава. Воды, циркулирующие в породах кислой магмы (граниты, порфиры, гнейсы), являются наименее минерализованными и содержат преимущественно карбонаты, хлориды, силикаты и сульфаты щелочей. Воды, циркулирующие в породах щелочной магмы (базальты, диабазы и т. д.), более минерализованы и содержат преимущественно карбонаты Mg, Ca, отчасти Fe, а также их сульфаты и силикаты.

Весь Cl и большая часть S при выветривании переходят в кислоты, превращающиеся затем в соли щелочей и щелочных земель. Хлориды на суше мигрируют быстрее сульфатов, что объясняется, по мнению Гарриса, образованием сульфидов металлов и меньшей растворимостью сульфатов вообще по сравнению с хлоридами.

Геохимия солей на суше (по А. Е. Ферсману) основана на растворении и экстракции ионов из минералов в процессе выветривания с последующим их осаждением и накоплением в определенных физико-географических условиях.

А. Е. Ферсман связывает последовательность извлечения ионов, быстроту их миграции и способность некоторых из них накапливаться в бессточных внутриматериковых впадинах в виде солевых масс с величиной энергетических коэффициентов (эк)

ионов, ионными радиусами, валентностью и прочностью кристаллической решетки соединений (табл. 3).

Подвижность образующихся соединений, накопление их в виде солей тем больше, чем меньше энергетические коэффициенты ионов и солей, их ионный радиус и валентность.

Таблица 3

Последовательность извлечения ионов при выветривании, по А. Е. Ферсману

Порядок извлечения							
I		II		III		IV	
ионы	эк	ионы	эк	ионы	эк	ионы	эк
Cl, Br	0,23	Na	0,45	SiO ₂	2,75	Fe	5,15
NO ₃	0,18	K	0,36			Al	4,25
SO ₄	0,66	Ca	1,75				
CO ₃	0,78	Mg	2,10				

Отсюда следует, что хлориды, нитраты, сульфаты, карбонаты щелочей и до некоторой степени щелочных земель должны являться основными солями, образующимися в коре выветривания и засоляющими бессточные области.

Процессы осаждения и накопления солей происходят в обратном порядке. Дольше других в растворе (морских, грунтовых и наземных водах) остаются ионы с наименьшими энергетическими коэффициентами, т. е. преимущественно одновалентные и двухвалентные катионы и одновалентные анионы.

Эти же компоненты играют главную роль в образовании соляных скоплений и солончаков. Б. Б. Полюнов и В. А. Ковда разделили элементы по их подвижности в процессах выветривания и дифференциации солей следующим образом.

Миграционные ряды (подвижность) элементов

1. Практически неподвижные . . . Si кварца
2. Слабоподвижные (инертные) . . . Fe, Al, Si
3. Подвижные Si, Pb, Mn
4. Легковыносимые Ca, Na, K, Mg, Cu, Co, Zr
5. Энергично выносимые Cl, Br, I, S, C, B

Абсолютное и относительное участие элементов в образовании засоленных почв и природных вод будет тем более выражено, чем выше миграционный показатель этих элементов. Элементы четвертого и пятого миграционных рядов будут образовывать

главные соединения, участвующие в современном соленакоплении: NaCl , Na_2SO_4 , MgCl_2 , MgSO_4 , CaSO_4 , Na_2CO_3 , NaHCO_3 , CaCO_3 , MgCO_3 . Во внутриматериковых низменностях, в бессточных озерах областей сухого климата, в приморских дельтах и в мировом океане должны накапливаться в наибольшей степени именно эти соединения, образованные элементами четвертого и пятого рядов, наиболее легко выносимыми при выветривании.

Эта закономерность распределения и накопления солей сохраняет свое значение для макро- и мезорельефа и даже для микрорельефа поверхности суши.

На всем протяжении геологической истории земной коры между сушей и океаном протекал обмен и круговорот легко растворимых солей, причем баланс этого процесса складывался в целом в пользу океана, суммарные запасы солей в нем росли. Наряду с этим круговоротом солей между океаном и материками имела место дифференциация солей в соответствии с их растворимостью, которая привела к преимущественному накоплению сульфатов и карбонатов на суше и хлоридов в океане.

Океан, поверхность которого составляет $3/4$ площади земного шара, всегда казался ученым прямым и косвенным источником солевых масс на континентах. И в прошлом и теперь очень большое значение в числе источников солей на суше придается эоловому переносу их с поверхности океанов и морей.

По данным ученых разных стран поступления солей разного химизма с пылью и атмосферными осадками составляют от 20 до 500 кг/га суши ежегодно. Этот постоянно действующий геохимический фактор непрерывно пополняет запасы солей в поверхностных и подземных водах. Осаждение солей в заливах и лагунах береговой зоны морей, как это можно наблюдать, почти повсеместно является вторым путем поступления солей мирового океана на сушу континентов. Если учесть, что трансгрессии и регрессии морей захватывали обширные территории суши в миллионы квадратных километров, то можно представить себе, какие колоссальные массы солей из океана были отданы в прибрежные зоны суши за время существования океана.

Наконец, наиболее значительными по геохимическому эффекту поступления солей из мирового океана на сушу были солевые массы, вовлеченные в толщи осадочных пород морского происхождения. Особенно большая роль принадлежит морским солям, вошедшим в состав осадочных пород геосинклинальных областей, ныне занятых такими горными сооружениями, как Тянь-Шань, Алтай, Памир и Гималаи, Кавказ, Карпаты, Атлас и Пириней.

Исходя из данных Кларка об объеме и составе осадочных пород земного шара, можно считать, что в осадочных толщах морского происхождения содержание легко растворимых солей, прошедших ранее через морскую фазу миграции и вновь поступивших на сушу материков, составляет до 13,6 млн. км³.

Подсчеты Кларка показывают, что ежегодный приток легко растворимых солей в океан с суши составляет 2735 млн. т, что дает до 26,4 т потерь растворимых веществ на каждый квадратный километр земной поверхности в год. Такой же величиной необходимо измерять приток легко растворимых солей в бессточные области материков земного шара. Если принять (по Мартонну), что площадь внутриматериковых бессточных областей составляет на суше земного шара 41 855 тыс. км², т. е. 27% поверхности материков, то получим, что при тех же величинах денудации ежегодный приток легко растворимых солей во внутриматериковые бессточные области составит до 1000 млн. т.

За время геологического существования земного шара солеобразование в результате формирования магмы, выветривания и химической денудации, а также движение солей и накопление их в бессточных внутриматериковых впадинах особенно усиливались в периоды орогенеза и периоды преобладающего поднятия суши. Таких крупных орогенических периодов, как известно, в истории земного шара насчитывается около 20.

В периоды более активно выраженных поднятий земной коры усиливалась вулканическая деятельность, отчетливее обособлялись климатические зоны на континентах, усиливалась выраженность пустынь во внутренних впадинах крупных материков, активизировался химический сток в эти впадины, в связи с чем увеличивалась интенсивность процессов соленакопления.

Солевые массы в виде химических осадков накапливаются в конечных областях миграции растворов, во внутриматериковых впадинах степей и пустынь, в озерах и в океане. В своем движении с подземными и наземными водами от областей господства элювиального процесса к основному конечному резервуару — океану — соли задерживаются и накапливаются по пути в наносах, почвах, в грунтовых водах пониженных территорий.

Накопленные в морских (донные осадки, марши, дельты, лагуны) или континентальных условиях, соли, перекрываясь механическими отложениями, подвергаясь различным формам метаморфизма и, наконец, опускаясь на различную глубину в земной коре, выключались из наземных процессов на промежутки, равные геологическим эпохам. Под влиянием поднятий в земной коре и эрозии погребенные солевые скопления вступают во вторичные циклы миграции, вновь передвигаясь и накапливаясь в осадках и почвах. Именно такую сложную историю пережили и переживают солевые аккумуляции верхнего силура, девонского, мела, юры, перми, особенно миоцена и четвертичного периода.

Процессы образования засоленных почв в современный период представляют собой часть этого древнейшего на земной планете геохимического процесса обмена и дифференциации солей между магмой, океаном, земной корой и поверхностью континентов.

Растворимость наиболее важных солей

При изучении процессов засоления почв весьма важно учитывать различие в растворимости солей. Необходимые сведения об этом приведены в табл. 4.

Таблица 4

Предельная растворимость в воде некоторых солей, встречающихся в почвах при различной температуре (насыщенные растворы)

Соль	Вес. % (в 100 г раствора)						г/л раствора					
	температура, °C						температура, °C					
	0	10	20	30	40	50	0	10	20	30	40	50
Na ₂ CO ₃ *	6,5	10,9	17,9	23,4	32,4	32,1	70	122	213	371	441	429
NaHCO ₃	6,5	7,5	8,7	10,0	11,3	12,7	68	80	93	107	121	137
Na ₂ SO ₄ **	4,3	8,3	16,1	29,0	32,6	31,8	45	90	185	373	430	415
NaCl	26,3	26,3	26,4	26,5	26,7	26,9	318	317	317	317	318	319
MgSO ₄	18,0	22,0	25,2	28,0	30,8	33,4	—	—	—	—	—	—
MgCl ₂	38,8	39,8	41,0	48,6	51,8	54,5	—	—	—	—	—	—
CaCl ₂	37,3	39,4	42,7	50,7	53,4	56,0	—	—	—	—	—	—
NaNO ₃	42,1	44,4	46,7	49,0	51,2	53,3	570	607	646	636	724	762
KNO ₃	11,6	17,5	24,0	31,5	39,0	46,1	125	194	279	384	493	614
K ₂ CO ₃	51,7	52,2	52,6	53,2	53,9	54,7	814	823	829	839	852	867
KHCO ₃	18,4	21,5	25,2	28,5	32,2	36,0	—	—	—	—	—	—
K ₂ SO ₄	6,7	8,5	10,0	11,5	12,9	14,2	71	91	108	125	142	157
KCl	21,9	23,8	25,6	27,2	28,7	30,1	253	277	301	322	341	359

* До 39° — в осадке десятиводная соль, выше — безводная.

** До 30° — в осадке десятиводная соль, выше — ромбическая соль.

В смешанных растворах показатель растворимости большинства солей меняется. Обычно наличие в растворе одноименных ионов у разных солей вызывает снижение их растворимости. Например, присутствие в растворе больших количеств хлористого магния или хлористого кальция вызывает весьма значительное понижение растворимости хлористого натрия и происходит выпадение его из раствора.

Ниже приводится растворимость солей в системе NaCl — MgCl₂ — H₂O при температуре 25° C, в весовых процентах:

NaCl	MgCl	Твердая фаза	NaCl	MgCl	Твердая фаза
26,45	0	NaCl	3,3	25,9	NaCl
20,5	5,0	NaCl	1,1	30,0	NaCl
15,2	10,0	NaCl	0,3	35,55	NaCl + MgCl ₂ ·6H ₂ O
10,5	15,0	NaCl	0	35,6	MgCl ₂ ·6H ₂ O
6,5	20,0	NaCl			

В смеси солей с разноименными ионами повышается растворимость компонента, обладающего более низкой растворимостью. Причина этого — диссоциация солей и образование новых, более растворимых соединений из комбинации тех же катионов и анионов в результате химической реакции обмена ионами.

Иллюстрировать это можно изменением растворимости гипса в смесях с хлористыми солями. В воде гипс растворяется в количестве около 2 г/л, в растворе же хлористого натрия содержание его может достигнуть 7,0 г/л.

Реакция протекает следующим образом:



Ниже приводится растворимость сернокислого кальция в воде в присутствии разных количеств хлористого натрия при 20° C, в г на 100 г воды:

NaCl	CaSO ₄	NaCl	CaSO ₄
0	0,204	24,4	0,820
17,2	0,797	29,3	0,614
20,0	0,823	35,8	0,709

Появление некоторого количества весьма растворимого хлористого кальция увеличивает содержание в растворе ионов кальция; достаточно хорошо растворим и сернокислый натрий, что повышает общее содержание ионов, образующих гипс. Присутствие хлористого кальция препятствует растворимости гипса.

Рассмотрим растворимость сернокислого кальция в воде в присутствии хлористого кальция в г на 100 г воды:

CaCl ₂	CaSO ₄	CaCl ₂	CaSO ₄
0	0,204	18,9	0,077
5,2	0,103	40,8	0,035
9,9	0,036		

На растворимость углекислых солей большое влияние оказывает содержание растворенного в воде углекислого газа (табл. 5, 6, 7).

В высококонцентрированных растворах некоторые легкорастворимые соли образуют новые комплексные соли — двойные и тройные, нередко более растворимые, чем каждая соль в отдельности. Растворимость некоторых солей может несколько меняться в зависимости и от того, какая из разновидностей соли находится в твердой фазе и обеспечивает состояние насыщенности раствора (например, разновидность по количеству молекул кристаллизационной воды).

Таблица 5

Растворимость карбоната кальция в зависимости от количества CO_2 при 16°C

Содержание CO_2 , % объема	Содержание CaCO_3 , г/л воды		pH	Содержание CO_2 , % объема	Содержание CaCO_3 , г/л воды		pH
	по Шлезингу	по Вигнеру			по Шлезингу	по Вигнеру	
0,00	0,0131	0,0131	10,23	1,0	0,2029	0,2106	7,47
0,03	0,0634	0,0627	8,48	10	0,4700	0,4889	6,80
0,3	0,1334	0,1380	7,81	100	1,0986	1,0577	6,13

Таблица 6

Растворимость карбоната кальция при парциальном давлении CO_2 , равном 0,00032 атм

Температура, $^\circ \text{C}$	0	5	10	15	20	25	30
Содержание CaCO_3 , г/л	0,031	0,075	0,070	0,065	0,060	0,056	0,052

Таблица 7

Растворимость углекислого магния в воде при 18°C при различном парциальном давлении углекислого газа (p)

p- CO_2 , атм	0,005	0,001	0,01	0,1	1,0	5,0	10,0
Содержание MgCO_3 , г/л	2,51	3,11	6,04	12,2	25,8	46,0	59,2

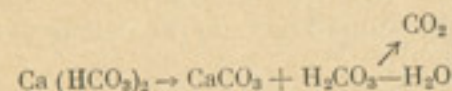
Растворимость солей важно учитывать при промывках засоленных почв. Без хорошего знания химических законов трудно заранее предвидеть и рассчитать порядок их вымывания, особенно при смешанном засолении.

В связи с этим необходимо учитывать значительное уменьшение растворимости многих солей при низкой температуре (ниже 12°C). Уменьшение растворимости может чрезвычайно усложнить мелиорацию содовых и сульфатных солончаков, если промывки проводить в холодное время года. Такие почвы желательно промывать в теплое время.

НАКОПЛЕНИЕ СОЛЕЙ И ИЗМЕНЕНИЕ ИХ СОСТАВА В ПОЧВЕННЫХ РАСТВОРАХ И ПОЧВАХ

Изменение солевого состава природных водных растворов. Быстрое испарение поверхностных вод — явление обычное в засушливых областях. Наблюдается также постоянное испарение грунтовых вод, поднимающихся по капиллярам к поверхности почвы. При значительной глубине залегания грунтовых вод размеры испарения их невелики. Только с приближением грунтовых вод к поверхности, когда капиллярная кайма проникает в корнеобитаемый слой, испарение резко усиливается. Расход грунтовых вод в этом случае постоянно увеличивается в результате жизнедеятельности некоторых видов дикорастущих растений. Это вызывает накопление солей как в остающихся порциях грунтового раствора, так и в породе в виде осадка (твердая фаза). Некоторые соли накапливаются также в органах растений.

Порядок концентрирования и выпадения солей в осадок подчиняется определенным закономерностям. Одними из первых насыщают грунтовые или почвенные растворы углекислые соли кальция и магния. Они могут начать выпадать в осадок еще в водовмещающей толще или в капиллярной кайме над грунтовыми водами. Выпадению углекислых солей кальция и магния способствует повышение температуры по мере приближения растворов к поверхности. При этом они переходят из двууглекислой формы в менее растворимую углекислую. Реакция протекает следующим образом:



В некоторых почвах в результате этой реакции может образоваться сплошной слой карбонатов, так называемый луговой мергель (шош, хардпэн).

Продолжающееся испарение раствора приводит к насыщению его гипсом (если растворы не содержат соды, препятствующей образованию гипса). В профиле почвы при испарении восходящих капиллярных растворов гипс начинает выпадать выше карбонатов, образуя следующий солевой горизонт. Поверхности почвы достигают растворы, относительно обогащенные наиболее растворимыми соединениями. Подобный процесс наблюдается и в пространстве, когда при движении от повышенных мест к низменностям растворы (грунтовые воды) все более обедняются малорастворимыми, а затем среднерастворимыми солями. Самых низких участков (где грунтовые воды застаиваются) достигают растворы, обогащенные хлористыми солями.

Обмен солями между почвой и грунтовой водой. В природе процессы редко развиваются только в каком-либо одном направле-

нии. При засолении почв часто наблюдаются периодические процессы рассоления. Накапливаясь в сухой период года, соли в периоды выпадения дождей перемещаются вниз. При этом также возникает разделение солей по растворимости. Быстрее перемещаются хлористые соли, в то время как менее растворимые сульфаты отстают и задерживаются в почве. Повторяясь из года в год, этот процесс ведет к относительно большому накоплению в почве сернокислых солей, а в грунтовой воде — хлористых. Однако это происходит по завершении начальных фаз засоления, когда дальнейшее накопление солей сокращается и все более дополняется выносом части солей из почвы. На первых стадиях процесса в верхних слоях почвы преобладают хлористые соли.

Возможность опережающего накопления в почве более растворимых солей зависит от глубины грунтовых вод. Если уровень грунтовых вод расположен очень близко к поверхности и они увлажняют верхний горизонт почвы даже по наиболее крупным капиллярам, соли не успевают дифференцироваться по растворимости в профиле почвы. Кроме того, соли в этих условиях, накапливаясь, почти все время остаются в растворе и легко могут вновь поступать в грунтовую воду. Одним из путей такого перемещения их вниз является гравитационно-струйчатое движение более концентрированных растворов (класс конвективных движений, по А. Т. Морозову). К концу жаркого сезона в верхних горизонтах солончаков концентрация почвенных растворов достигает нередко 300—400 г/л. Удельный вес их при этом значительно возрастает. Под влиянием силы тяжести более концентрированные растворы опускаются вниз, а их место занимает поступающий снизу менее концентрированный раствор.

При несколько большей глубине грунтовых вод поверхность смачивается лишь по более тонким капиллярам. При этом из испаряющегося раствора часть солей переходит в осадок. Эти соли перестают участвовать в гравитационно-струйчатых движениях. Общий темп засоления при этом снижается, но засоление верхних горизонтов почв со временем оказывается более значительным, чем при более близком залегании грунтовых вод. С другой стороны, засоление относительно более глубоких грунтовых вод оказывается менее значительным. Подобная особенность наблюдается и в крайне аридных пустынях, где очень быстрое испарение вызывает выпадение у поверхности в осадок всей массы солей, с образованием солевых кор мощностью до 30—60 см. Закрепляясь необратимо в почве, соли и в этом случае почти не возвращаются в грунтовые воды, минерализация которых остается относительно низкой.

Соленаккумуляция в почвенных растворах. При определении тем или иным способом суммарного засоления почв получают сведения об общем количестве солей, которые следует удалить промывками, чтобы почва стала плодородной. Однако, поскольку токсичность

солей для растения зависит от концентрации раствора, очень важно изучать состав почвенных растворов. Это необходимо также для объяснения причин и скорости засоления почв.

В верхних горизонтах солончаков аридных районов раствор является обычно насыщенным в отношении хотя бы одной какой-либо легко растворимой соли (по крайней мере в сухое время года). Чем выше минерализация грунтовых вод, вызывающих засоление почвы, тем больше их глубина от поверхности, до которой распространяется насыщенный почвенный раствор, и тем медленнее снижается концентрация его с глубиной. При относительно мало минерализованной грунтовой воде, например в луговых солончаках, насыщенный раствор имеется только в верхнем слое; ниже концентрация его быстро снижается (табл. 8).

Постоянная или «периодическая» (в вегетационный период) насыщенность почвенных растворов по отношению к одной или

Таблица 8

Данные анализов почвенных растворов, мг-экв на 1 л

Глубина образца, см	Плотный остаток, г/л	НСО ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ + K ⁺ по разности
Разр. 10—2							
2—8	256,5	2,0	4303	104	65	426	3918
8—17	151,4	2,2	2470	126	80	177	2341
17—33	112,7	2,6	1827	106	60	163	1712
33—51	107,8	2,6	1720	144	74	291	1502
51—80	105,1	3,8	1675	134	77	233	1496
80—120	113,6	4,5	1840	135	75	339	1565
120—145	88,3	6,6	1382	134	74	321	1120
145—180	86,1	6,6	1366	132	67	328	1109
Грунтовая вода	91,9	6,1	1365	235	72	430	1104
Разр. 2							
20—10	430	5,6	4789	2083	106	2032	4740
10—17	383	6,1	3805	2126	117	1010	4011
17—31	156	3,4	1875	428	55	567	1635
31—57	72	4,3	900	164	32	206	830
57—90	30	5,1	361	97	26	100	338
90—127	11	4,0	106	53	23	30	110
127—150	8	3,8	67	31	22	18	62
150—170	5	3,4	58	24	22	12	52
Грунтовая вода	5	11,7	47,6	19,7	8,4	17,3	53

Примечание. 10—2 солончак с особо минерализованной водой, Кура-Араксинская низменность; разр. 2 — солончак с маломинерализованной водой, Южный Сибирь.

нескольким легкорастворимым солям является специфическим признаком солончаков. В других засоленных почвах этого не наблюдается.

В высококонцентрированных почвенных растворах состав солей значительно отличается от общего состава их в почве. Например, кальция в растворе всегда значительно меньше, чем в почве; значительно ниже и содержание сульфатов. В противоположность этому количество хлора, натрия и магния в растворах относительно увеличено и нередко равно их общему содержанию в почве.

Данные табл. 9 дают приблизительное представление о том, какое количество солей (ионов) выпало из грунтовой воды в осадок при превращении ее в почвенный раствор по мере его концентрирования при поднятии к поверхности. Расчеты произведены в предположении, что весь хлор, находившийся в грунтовой воде, остается в почвенном растворе.

Таблица 9

Суммарный дефицит ионов в почвенных растворах хлоридно-сульфатного солончака (в сравнении с грунтовой водой) * как результат испарения исходного (грунтового) раствора и выпадения солей в твердую фазу (по данным Грабовской)

Дата и номер разреза	Глубина, см	Степень увеличения концентрации по Cl	Дефицит, мг-экв/л						Естественная влажность, %
			HCO ₃ '	Cl'	SO ₄ "	Ca"	Mg"	Na'	
5. VIII 1947 г. М-2	0—5	98,2	—740	0	—7396	—2877	—2346	—2474	17,7
	5—15	45,1	—335	0	—3354	—1294	—1412	—983	23,8
	15—30	32,2	—243	0	—2231	—700	—937	—673	18,7
	30—45	21,4	—156	0	—1297	—592	—528	—342	20,9
	45—60	14,2	—100	0	—886	—378	—327	—219	24,4
	75—90	5,0	—32,6	0	—215	—106	—124	—17	24,4

* Минерализация грунтовой воды равнялась 9,36 г/л.

Нетрудно видеть, что при сделанном допущении в твердую фазу почвы из раствора при концентрировании переходит значительное количество CaSO₄, MgSO₄ и Na₂SO₄, а также некоторое количество углекислых солей Ca и Mg.

Состав почвенных растворов подвержен значительным колебаниям во времени. В период выпадения осадков часть солей твердой фазы переходит в раствор, обуславливая некоторую стабильность суммарной концентрации. Понижение температуры во влаж-

ные сезоны года, наоборот, ведет к выпадению в осадок соединений, снижающих растворимость на холоду. Преобладающее место в растворе занимают те соли, растворимость которых мало зависит от изменения температуры, например хлористый натрий. Колебания состава почвенного раствора отражаются на условиях произрастания растений и свойствах почв, а также учитываются при выборе метода мелиорации почв, в частности способов промывки и дренажа.

ПОЧВЫ СОДОВОГО ЗАСОЛЕНИЯ

К настоящему времени накопилось много данных, свидетельствующих о том, что щелочные почвы содового засоления распространены необычайно широко на территории разных континентов. Высокая токсичность углекислых щелочей, крайне неблагоприятные физические свойства, сообщаемые этими солями почве и почвообразующей породе, приводят к тому, что щелочные почвы содового засоления отличаются весьма низким естественным плодородием и их использование в земледелии представляет большие трудности.

Химические свойства щелочных почв содового засоления весьма своеобразны. Общая сумма легкорастворимых солей, извлекаемых водной вытяжкой, невелика и обычно находится в пределах 0,3—0,5%. Иногда содержание солей возрастает до 0,7—1,0% и очень редко — до 2—3%. При близких грунтовых водах (1,5—3,0 м) в распределении легкорастворимых солей отчетливо наблюдается максимум у поверхности или в горизонте В, с постепенным уменьшением суммы легкорастворимых солей по направлению к грунтовой воде. При глубоких грунтовых водах (5—10 м) максимум легкорастворимых солей (включая карбонаты и бикарбонаты натрия) сдвинут в нижнюю часть горизонта В или в горизонт С. В составе легкорастворимых солей, извлекаемых водной вытяжкой из щелочных почв, на первом месте, как правило, находятся бикарбонаты и карбонаты щелочей: содержание CO₃ составляет 0,05—0,07%, а HCO₃' — в пределах 0,1—0,2%. При максимальных степенях содового засоления содержание этих ионов может достигать 1%.

Присутствие свободных бикарбонатов и карбонатов щелочей обуславливает возникновение в почвах содового засоления резко щелочной реакции. Поэтому pH в щелочных почвах содового засоления выше 8,5 и колеблется в пределах от 9 до 11.

Целым рядом постепенных переходов темные щелочные почвы содового засоления связаны со слабощелочными или нейтральными темноцветными почвами и слитыми черными почвами разного типа: луговыми, почвами террас, прерий, смолницами долин, черноземами, черными хлопковыми почвами и др. Если степень щелочности почв сравнительно невелика (pH 8,5—8,8), они покрыты

сверху специфической растительностью, приспособленной к существованию в этих условиях. При высоких степенях щелочности (рН 9, 10, 11) почвы содового засоления, как правило, не имеют развитого растительного покрова. При наиболее высоких степенях содового засоления (1,5—3,0%) вследствие коагулирующего влияния легкорастворимых солей почвы теряют темную окраску, приобретают рыхлость, ложную структурность и водопроницаемость, правда, весьма неустойчивого типа.

В щелочных почвах бикарбонаты и карбонаты щелочей могут содержаться почти в чистом виде, либо же в смеси с хлоридами или сульфатами. Поэтому следует различать содово-сульфатные и содово-хлоридные щелочные почвы.

В почвенных растворах щелочных почв и в щелочных грунтовых водах почти всегда обнаруживаются высокие концентрации растворенного кремнезема (60—100 мг/л SiO_2). Эти растворы являются частично коллоидными. Общее количество подвижного SiO_2 , извлекаемого водной вытяжкой из щелочных почв, может достигать иногда величин 0,05—0,1%. Количество подвижного кремнезема в почвах возрастает с величиной общей щелочности и рН. Наблюдаются случаи образования приповерхностного максимума подвижного кремнезема в почвенном профиле содовых почв.

Постоянным компонентом почвенных растворов и почвенных вытяжек из щелочных почв являются подвижные формы органического вещества (гуматы щелочей). Именно гуматы сообщают водным вытяжкам темно-бурый, кофейный цвет, столь характерный для этих почв. Наконец, в водных вытяжках и растворах, извлекаемых из почв содового засоления, обнаруживаются иногда анионы алюминия (из алюминатов щелочей). Все это вместе взятое свидетельствует о том, что в почвах щелочного типа засоления, наряду с карбонатами и бикарбонатами щелочей, присутствуют силикаты, гуматы и алюминаты этих же щелочей.

По абсолютному и относительному содержанию почвенных коллоидов почвы содового засоления богаче других почв. Высокодисперсные фракции (с диаметром частиц менее 0,002 мкм) в содовых почвах составляют по 40—60% общего веса. Такое большое количество дисперсного материала в других почвенных типах не отмечалось. В щелочных почвах наблюдается образование явного максимума высокодисперсных фракций в приповерхностных наиболее щелочных горизонтах. Если горизонт максимальной щелочности сформирован на поверхности почвы, а горизонт А отсутствует, то и максимальное содержание почвенных коллоидов будет также в самом верхнем слое почвы. Если в щелочной почве оформились горизонты А и В, то максимум почвенных коллоидов обнаруживается в горизонте В. По минерально-химическому составу высокодисперсные фракции почв щелочного засоления характеризуются широким отношением соединений кремнезема к полуторным окислам. Для некоторых почв, расположенных на террито-

рии Советского Союза, было установлено, что отношение $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ достигает величин 4:1. Наряду с окристаллизованными минералами в коллоидной фракции почв щелочного засоления присутствует значительное количество аморфных минеральных и органических соединений. В числе кристаллических соединений первое место в щелочных содовых почвах обычно принадлежит монтмориллониту, который почти всегда преобладает в минералогическом составе высокодисперсных фракций щелочных почв содового засоления. Именно монтмориллонит и органические коллоиды сообщают щелочным почвам очень высокую поглощательную способность, достигающую 35—45 мг/жв/100 г. Монтмориллонит обуславливает также явления усадки щелочных почв в сухом состоянии с образованием широких и глубоких трещин и сильное набухание этих почв во влажном состоянии. Темная окраска монтмориллонита (особенно его железистых форм, образующихся в гидроморфных условиях) усиливает темный цвет почв щелочного типа.

Постоянное присутствие в почвенных растворах щелочных почв карбонатов и бикарбонатов натрия приводит к тому, что поглощающий комплекс этих почв насыщен обменным натрием. Чем выше степень щелочности почв, тем больше содержание обменного натрия в составе поглощенных катионов. Существует прямая зависимость между щелочностью водных вытяжек из этих почв и количеством обменного натрия: чем выше общая щелочность и рН почв содового засоления, тем выше степень насыщения почвы обменным натрием.

Процессы образования и накопления соды в почвах

Образование, миграция и накопление карбонатов и бикарбонатов щелочей — один из древнейших геохимических процессов, существующий и распространенный повсеместно до настоящего времени. Известно, что алюмосиликатные минералы значительно преобладают в земной коре, составляя 80—85 вес. % горных пород. Некоторые из них отличаются высокой стойкостью, другие же — не стойкие и легко поддаются выветриванию в присутствии воды, особенно содержащей углекислоту. Химическое выветривание натриевых и калиевых алюмосиликатных минералов, прежде всего таких, как полевые шпаты и фельдшпатовиды, сопровождается формированием очень слабых растворов бикарбонатов и карбонатов щелочей, а также ионных и коллоидных форм кремнезема и окиси алюминия.

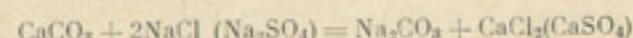
Повсеместное преобладающее присутствие в земной коре полевошпатовых минералов ведет к повсеместному и непрерывному образованию растворов силикатов, бикарбонатов и карбонатов щелочей и щелочных земель. Именно поэтому, анализируя химичес-

кий состав природных вод разных климатических зон, неизменно можно найти, что чем меньше их минерализация, тем относительно больше в них растворенного кремнезема, бикарбонатов и карбонатов. Особенно интенсивен процесс формирования бикарбонатов и карбонатов щелочей из горных пород и минералов недавнего вулканического происхождения. Базальты, вулканические лавы, вулканические пеплы и туфы при воздействии природных вод и угольной кислоты интенсивно разрушаются с образованием больших количеств подвижного кремнезема, глинозема и свободных бикарбонатов и карбонатов щелочей. Прямые эксперименты, которые были проведены В. А. Ковдой и С. В. Быстровым в 1935 г., показали, что гидролиз нефелиновых сиенитов, особенно в присутствии угольной кислоты, происходит настолько интенсивно, что простая водная вытяжка извлекает из измельченного сиенита заметные количества подвижного кремнезема, бикарбонатов и карбонатов щелочей. То же установили Стивенс и Каррон в 1948 г., наблюдая реакцию гидролиза алюмосиликатов при интенсивном трении в воде.

Минералы	pH в воде при растирании	Минералы	pH в воде при растирании
Амфиболы	10—11	Шпатоиды	10—11
Карбонаты	8—10	Слюды	7—9
Глинные минералы и окислы алюминия . . .	5—7	Оливин	10—11
Полевые шпаты	8—10	Пироксены	9—11
		Кварц	6—7

Аналогичное явление наблюдается и в природе: родниковые, почвенные и грунтовые воды, а также озера, питаемые стоком в областях развития новейших вулканических отложений, отличаются высоким содержанием карбонатов и бикарбонатов щелочей и подвижного кремнезема. Если при этом территория расположена в засушливом климате, то район новейшего вулканизма будет всегда характеризоваться образованием вод и почв, содержащих соду (Восточно-Африканский грабен, щелочные почвы Чили и Аргентины, а также содовые солончаки Закавказья, особенно Армении, содовые озера и содовые накопления в США).

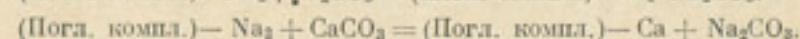
Содообразование по схеме Гильгарда, которую принимают очень многие ученые,



не может дать сколько-нибудь значительных количеств соды. Реакция будет направлена в сторону образования наименее растворимого соединения — CaCO_3 . Поэтому в обычных условиях эта система дает лишь незначительное количество соды. Но было бы ошибкой не оценить возможную роль этой системы в геохимичес-

ких процессах при том многообразии условий, которые могут создаваться в коре выветривания. Испарение, низкие температуры, присутствие других солей — все это может вызвать отделение соды и ее выпадение в осадок в почвах. К. К. Гедройц (1912) установил, что попеременное восходящее движение слабых растворов сернистых и хлористых солей натрия, сменяемое нисходящими токами, ведет к накоплению обменного натрия в поглощающем комплексе почв. В присутствии растворенной угольной кислоты гидролиз натриевых глин сопровождается образованием бикарбонатов и карбонатов щелочей.

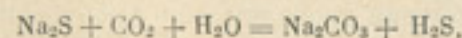
Обменные реакции между насыщенной натрием почвой и углекислотой или углекислым кальцием иллюстрируются следующей схемой Гедройца, Зигмонда, Келли:



Эти реакции могут повторяться бесконечное число раз с тем же итогом, т. е. образованием соды.

Наконец, есть основание предполагать, что минерализация органического вещества некоторых растений может также сопровождаться формированием карбонатов и бикарбонатов щелочей. В качестве примера растений с большим содержанием карбоната калия можно привести подсолнечник. Некоторые галофиты, такие, как *Haloxylon*, *Anabasis*, *Bassia*, *Artemisia* и *Elymus*, также содержат большое количество щелочных карбонатов. По-видимому, щелочи содержатся в этих растениях в форме солей органических кислот, которые при минерализации и доступе угольной кислоты образуют карбонаты.

В анаэробной среде развиваются процессы десульфирования и денитрификации сернистых и азотнокислых солей. Остающиеся после восстановления и потери сульфатов и нитратов гидроокиси щелочных и щелочноземельных металлов при взаимодействии с угольной кислотой растворов дают бикарбонаты и карбонаты. В качестве постоянного спутника этой реакции, протекающей по схеме

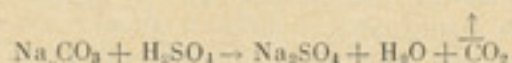
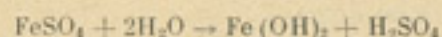
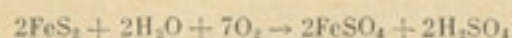


образуются сероводород, сернистые соединения тяжелых (FeS , FeS_2) и легких (CaS , Na_2S) металлов.

Основным условием возникновения этих реакций является отсутствие кислорода, наличие органического вещества и восстанавливающих микроорганизмов. Такие условия складываются в болотистых почвах, на дне мелководных озер, морей, морских заливов, в лагунах, эстуариях, застойных дельтовых водоемах. Аналогичные же условия складываются в хорошо закрытых

месторождениях таких полезных ископаемых, как каменный уголь, лигнит, нефть, битумы. Особенно хорошо изучено исчезновение сульфатов и накопление карбонатов щелочей в нефтяных водах, восстановленных при формировании нефтяной залежи. Однако основным условием сохранения в такой обстановке образующихся бикарбонатов и карбонатов и, в частности, соды, является полное отсутствие кислорода.

Сульфиды, особенно сернистое железо, окисляясь, образуют значительное количество свободной серной кислоты с интенсивным подкислением среды и разрушением ранее накопившихся карбонатов. Именно этим путем формируются свободные сернистая и серная кислоты, окислы железа, сульфаты, квасцы и др. при эксплуатации нефтяных месторождений, при осушении и аэрации доинных отложений озер и болот, в дельтах, лагунах, эстуариях. Эти реакции окисления сульфидов можно иллюстрировать следующими схемами:



Окисление сульфидов происходит также в угольных шахтах, доинных органо-минеральных отложениях озер после обнажения части мелководья или при спуске воды, в засоленных и заболоченных прибрежных низменностях. Создающаяся при этом высокая кислотность вызывает не только разрушение углекислого кальция и полную нейтрализацию карбонатов и бикарбонатов щелочей, но также подавление биологической активности почв и ухудшение их продуктивности.

Обычно в почвенных образованиях в природе, включая болота, доинные осадки озер и дельтовые почвы, попеременно чередуются восстановительный и окислительный режимы. В большинстве случаев почвы и почвенно-грунтовые воды таких районов отличаются повышенной кислотностью, а не повышенной щелочностью. Поэтому придавать сколько-нибудь серьезное значение восстановительным реакциям в формировании свободных бикарбонатов и карбонатов щелочей на поверхности суши при обычных атмосферных условиях не представляется возможным. Лишь в подземных условиях, при отсутствии доступа кислорода, возможно возникновение и геологически длительное существование процессов десульфирования, исчезновение сернокислых солей в подземных водах и накопление в них свободных бикарбонатов и карбонатов щелочей. Выходы таких восстановленных щелочных вод в депрессиях, низменностях или террасах речных долин вызывают явления содового засоления почв, не объяснимые современными наземными

условиями. Возможно, что в Западной Сибири, Якутской впадине, Молдавии, Северной Африке именно этот фактор объясняет образование содовых аккумуляций и почв содового засоления.

Высокая концентрация соды в растворах в свою очередь весьма сильно влияет на растворимость и подвижность такого важного в химии почв соединения, как углекислый кальций. На рис. 4

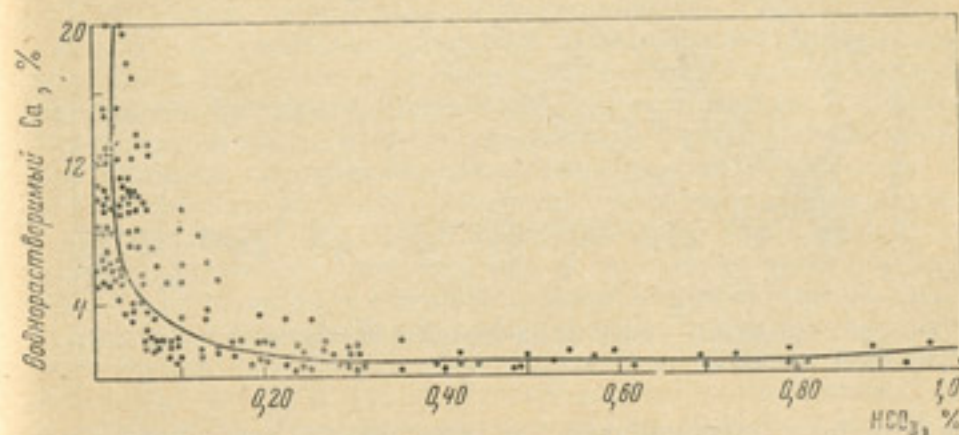


Рис. 4. Зависимость между общей щелочностью и содержанием кальция в водной вытяжке (Ca^{++} в % от суммы катионов)

показано, как резко снижается концентрация кальция при сравнительно низких величинах общей щелочности растворов. В присутствии бикарбоната натрия углекислый кальций еще сохраняет некоторую долю растворимости, но в присутствии нормальной соды, даже тогда, когда общая щелочность падает до 0,1—0,2 г/л, кальций практически исчезает из растворов. На основании сказанного можно объяснить, почему в районах щелочного соле-накопления в почвенно-грунтовых водах соли кальция практически отсутствуют, несмотря на наличие углекислого кальция в породе и почвенных горизонтах.

Совершенно по-иному влияют нормальные и двууглекислые щелочи на растворимость и подвижность соединений кремнезема, алюминия и органических веществ (рис. 5). Чем выше щелочность раствора, т. е. чем выше в нем концентрация соды, тем больше этот раствор содержит соединений кремнезема, глинозема, гумуса в фор-

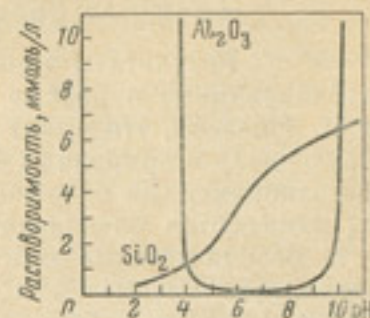


Рис. 5. Растворимость кремнезема и алюминия в зависимости от pH (по Корренсу)

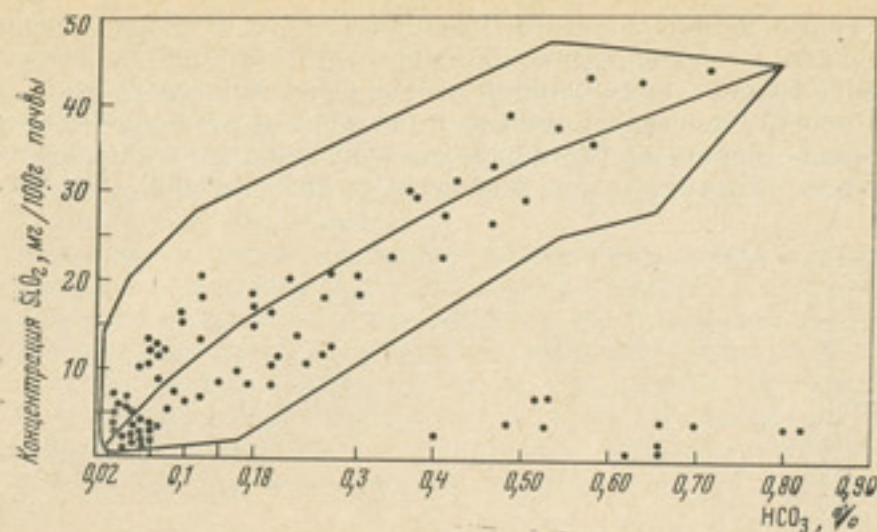


Рис. 6. Зависимость между концентрацией растворимой в воде SiO_2 и общей щелочностью почв

ме истинных, молекулярных или коллоидных растворов. То же наблюдается и в отношении почвы: чем выше щелочность почвы, тем больше почвенные растворы или водные вытяжки содержат подвижных форм кремнезема и органики (рис. 6). Известно, что дождевые лужи, воды поверхностного стока, небольшие речки, текущие в районе почв содового засоления, всегда интенсивно окрашены органическим веществом. Это свойство щелочных содовых растворов переводить соединения кремнезема, глинозема и органических веществ в подвижные формы обуславливает весьма важные почвенногеохимические последствия.

Накопление соды как начальная стадия процесса засоления почв и вод аридной зоны

Результаты многолетних исследований и сообщения, опубликованные в разные годы (Ковда, 1946, 1947, 1954, 1959, 1964), показали, что между количеством и составом солей, аккумулирующихся в природных водах и почвах, существуют определенные закономерные отношения. В процессе роста минерализации вод намечаются следующие количественно-качественные стадии:

1. Весьма пресные воды тропиков и северных лесных областей, содержащие кремнезем и органические вещества с концентрацией 0,01—0,1 г/л.
2. Пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды с концентрацией солей 0,2—0,3 г/л.
3. Гидрокарбонатно-натриевые воды с концентрацией 0,5—0,7 г/л.

4. Гидрокарбонатно-натриевые воды с концентрацией солей 0,5—3,0 г/л, содержащие сульфаты и реже хлориды.

5. Хлоридно-сульфатные воды с концентрацией 2,5—5 г/л, содержащие соду.

6. Сульфатно-хлоридные воды с концентрацией 20—50 г/л и выше, обычно не содержащие значительных количеств соды.

7. Хлоридные воды — рапа — с концентрацией 100—300 г/л.

Эта общая закономерность существования гидрокарбонатно-содовых подземных вод при малой минерализации порядка 0,3—5 г/л была установлена на обширном географическом и гидрогеохимическом материале. Западно-Сибирская низменность, включая Барабинскую и Кулундинскую равнины, является одним из типичных примеров проявления этой закономерности. В этом обширном районе содового засоления обнаруживается, что первый водоносный горизонт грунтовых вод, грунтовые воды четвертичных, третичных и меловых толщ, если они имеют концентрацию порядка 0,5—5 г/л, являются в 80—90% случаев гидрокарбонатно-натриевыми с участием сульфатов или хлоридов. Такая же гидрохимическая зависимость была обнаружена позже для бассейнов рек Хуанхэ и Сунгари в Китае, где широко представлены почвы содового засоления. То же прослеживается в грунтовых водах Араратской долины в Армении, Карабахской степи в Азербайджане, в подземных водах Северной Африки, Калифорнии, Аргентины и т. д.

Известны немногие географические примеры отклонений от этой общей схемы формирования щелочных гидрокарбонатно-натриевых вод. Наиболее ярким примером почти полного отсутствия гидрокарбонатов и карбонатов щелочей в грунтовых водах является Ферганская долина в Узбекистане. Здесь обильно представлены гипсы в геологических породах, слагающих бассейны долины; как осадочные породы, так и почвы пересыщены соединениями гипса. В этих условиях невозможно сколько-нибудь повышенное концентрирование и накопление бикарбонатов и карбонатов щелочей в растворах. Поэтому Ферганская долина является классическим примером отсутствия накопления щелочных соединений и примером господства процессов накопления сернокислых солей и особенно сернокислого кальция. В меньшей степени это характерно для Голодной степи, для Бухарской области в Узбекистане, для долины Вахша в Таджикистане, для нижнего течения и дельты Аму-Дарьи.

Противоположная аномалия, интенсивное накопление бикарбонатов и карбонатов щелочей в высококонцентрированных растворах наблюдается на аллювиальных равнинах пустынь Западного Китая. Здесь по террасам долин рек Тарим, Аксу и других широко распространены луговые содовые солончаки. Как правило, грунтовые воды здесь также относятся к группе сравнительно маломинерализованных с концентрацией 0,5—3—5 г/л и являются щелочны-

ми по составу. Здесь встречаются грунтовые воды с концентрацией 10—15—30 г/л, содержащие скопления карбонатов и бикарбонатов натрия. Такое аномально высокое накопление карбонатов и бикарбонатов щелочей в пустынях Центральной Азии, по мнению В. В. Егорова, является следствием почти полного отсутствия в этих областях глин, насыщенных обменным кальцием. Как было показано выше, глинообразование и особенно реакция с обменным кальцием могут сопровождаться выведением натрия из растворов, а следовательно, ограничивать накопление свободной соды. Отсутствие глин при господстве непрерывного притока свежих продуктов выветривания, а также при испарении и концентрировании щелочных подземных вод может сопровождаться исключительно высоким накоплением в растворах и почвах карбонатов и бикарбонатов щелочей.

Кроме того, в условиях Западного Китая весьма большая роль принадлежит также практически полному отсутствию гипса.

Наличие тех или иных геохимических аномалий лишь подчеркивает необходимость специального детального исследования химического состава легкорастворимых солей в подземных водах и почвах высокого, среднего и особенно низкого засоления. Эти аномалии вместе с тем не устраняют значения общих закономерностей, установленных ранее.

ЯВЛЕНИЯ ОБМЕНА В ЩЕЛОЧНЫХ ПОЧВАХ

Уравнения катионного обмена

Обмен катионов играет важную, если не определяющую роль в химизме щелочных почв. Особенно важно равновесие между ионами Ca^{++} и Na^+ . Для многих практических целей свойства ионов Mg^{++} и Ca^{++} можно считать аналогичными. Однако различие между ионами Ca^{++} и Mg^{++} приобретает существенное значение в тех случаях, когда концентрация обменного Mg^{++} становится настолько высокой, что вызывает недостаток ионов Ca^{++} для сельскохозяйственных культур, растущих на данной почве. Тем не менее для решения поставленных задач ионы Ca^{++} и Mg^{++} можно рассматривать как весьма близкие.

При изучении катионного обмена была сделана попытка определить энергию адсорбции ионов Na^+ и Ca^{++} на поверхности почвенных коллоидов. Это дало бы возможность предсказать изменение относительных количеств обменных ионов при мелiorации или при использовании ирригационной воды определенного качества. Поэтому исследования такого рода являются основными для выяснения химизма щелочных почв.

Одним из способов решения вопроса об относительной энергии адсорбции является построение изотерм обмена ионов Na^+ и Ca^{++} для определенного типа почвы. Образцы почвы помещают в рас-

воры, содержащие ионы Na^+ и Ca^{++} различной концентрации, и измеряют равновесные количества соответствующих ионов. При достижении равновесия между раствором и почвой необходимо определить, какая часть от известного общего количества данного катиона находится в обменной форме, а какая часть — в растворимой. Количества обменных и растворимых ионов, находящихся соответственно в твердой и жидкой фазах, можно определить диализом, анализом жидкой или твердой фазы. Но для расчета количества обменных ионов необходимо сделать некоторые упрощающие допущения относительно распределения этих ионов в самой почве. В почвах с высоким содержанием ионов Na^+ эти допущения могут иметь существенное значение.

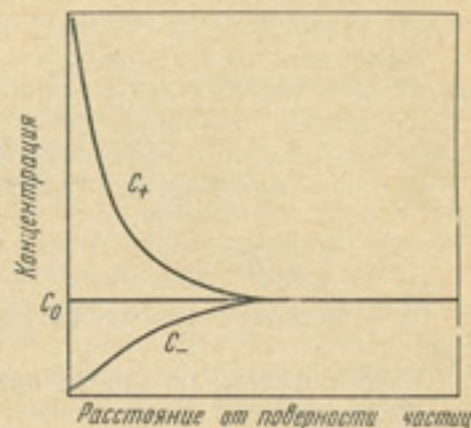


Рис. 7. Концентрация ионов согласно теории диффузионных слоев

Имеется два совершенно различных подхода к вопросу о расчете обменных ионов. В обоих случаях принимают определенную модель распределения ионов в почвенной системе и вычисляют количество обменных ионов на основе принятого распределения.

В основе первой модели лежит теория диффузионных слоев, в соответствии с которой принимают, что в жидкой фазе вблизи отрицательно заряженных глинистых частиц почвы имеется постоянный градиент концентрации ионов и что с увеличением расстояния от поверхности частицы концентрация катиона уменьшается, а концентрация аниона возрастает. Эти градиенты концентраций (рис. 7) для простого одновалентного электролита вычислены на основе специальных физических законов и ряда допущений (C_0 — концентрация электролита вдали от поверхности).

Согласно этой теории вблизи поверхности частицы анионы будут отсутствовать. Поэтому концентрация анионов в равновесном фильтрате будет выше, чем в почве. Такое явление известно под названием отрицательной адсорбции и в щелочных почвах оно может достигать довольно значительной величины. Например, если вытяжка получена из почвы с отрицательной адсорбцией, то количество хлоридов на единицу веса почвы, вычисленное по концентрации хлоридов в вытяжке, будет сильно завышено, причем с увеличением общего количества солей в почве ошибка увеличивается.

Теорию диффузионных слоев можно использовать для вывода уравнения изотермы обмена в смеси одно- и двухвалентных

катионов. Уравнение изотермы широко известно в следующей форме:

$$\Gamma_I/\Gamma = \frac{r}{V\beta} \arcsin h \frac{\Gamma V\beta}{v + 4V_c V\beta} \quad (1)$$

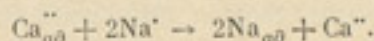
В этом уравнении Γ_I — адсорбированный одновалентный ион, а Γ — поверхностная плотность заряда глинистых частиц в мг-экв/см^2 , β — константа; C_2 — концентрация двухвалентного иона в равновесном растворе, мол/л ; V_c — параметр взаимодействия между частицами, принимаемый обычно за единицу. Величину v называют «понижающее отношение» и вычисляют по формуле

$$v = \frac{C_1}{C_2}, \quad (2)$$

где C_1 — концентрация одновалентного иона в равновесном растворе.

Таким образом, по уравнению (1) количество адсорбированного одновалентного иона может быть определено как функция «понижающего отношения» и поверхностной плотности заряда.

Согласно второй модели для распределения ионов в почвенной системе предполагается, что обменные ионы адсорбируются на поверхности глинистых частиц почвы по существу в форме неподвижного моно слоя на определенных адсорбционных местах. На основе этой модели реакцию обмена катионов Na^+ и Ca^{++} достаточно точно можно представить следующим образом:



Здесь индекс «ad» обозначает адсорбированный ион, тогда как отсутствие индекса обозначает ион в равновесном растворе. Исходя из закона действующих масс для данного случая, так же как и для химической реакции, можно написать:

$$\frac{[\text{Ca}^{++}][\text{Na}_{ad}^+]^2}{[\text{Ca}_{ad}^{++}][\text{Na}^+]^2} = K. \quad (3)$$

Здесь величины в скобках представляют собой активности, а K — константа равновесия.

Это уравнение можно написать в следующем виде:

$$\frac{[\text{Na}_{ad}^+]^2}{[\text{Ca}_{ad}^{++}]} = \frac{K[\text{Na}^+]^2}{[\text{Ca}^{++}]}. \quad (4)$$

Отношение термодинамических активностей $[\text{Na}^+]^2/[\text{Ca}^{++}]$ для ионов в растворе легко определяется аналитически и для подходящих условий может быть найдено расчетным путем. Отношение $[\text{Na}_{ad}^+]^2/[\text{Ca}_{ad}^{++}]$ менее очевидно. Можно допустить, что активность адсорбированных ионов равна их молярной доле в обменном

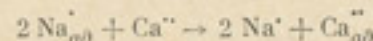
комплексе. Тогда

$$\frac{N_{\text{Na}_{ad}}^2}{N_{\text{Ca}_{ad}}} = \frac{K[\text{Na}^+]^2}{[\text{Ca}^{++}]}. \quad (5)$$

Теперь остается экспериментально определить величину K и степень ее устойчивости. Статистическая термодинамика дает аналогичные результаты.

Следует отметить, что уравнения (1) и (5) основываются на совершенно различных моделях и отличаются во многих отношениях. Из уравнения (1) следует, что состав обменных ионов в первую очередь будет зависеть от понижающего отношения $C_1/V\beta$, тогда как из уравнения (5) следует, что он будет зависеть от отношения $[\text{Na}^+]/\sqrt{[\text{Ca}^{++}]}$ (вычисляя квадратный корень из уравнения (5) и полагая, что сумма молярных долей равна единице). Более того, для обоих случаев функциональная зависимость между значениями этих величин и наличием обменных ионов является различной. Однако при построении изотермы обмена по обоим уравнениям результаты отличаются незначительно. Таким образом, несмотря на теоретические расхождения, для решения практических задач можно использовать любое из приведенных уравнений.

Каждое из этих уравнений предусматривает принцип, широко распространенный в щелочных почвах, так называемый эффект катионного разбавления. Согласно этому принципу обменная реакция



сдвинута вправо. Поэтому при увеличении содержания воды увеличивается и растворимость Ca^{++} , который замещает поглощенный Na^+ , в результате чего увеличивается количество растворимого Na^+ . Так как это явление может быть значительным, количество поглощенного Na^+ , обнаруженного в почве, зависит от количества воды, используемой при определении растворимых ионов. Кроме того, поглощенные ионы Na^+ при разбавлении частично замещаются H^+ (гидролиз), поэтому с увеличением количества воды pH всегда увеличивается. Это в свою очередь может вызвать заметное увеличение растворимости CO_3^{--} или HCO_3^- .

Согласно эффекту катионного разбавления в высушенной почве содержание обменного Na^+ при содержании влаги в диапазоне полевой влажности может быть значительно выше, чем в почве, насыщенной влагой, где оно обычно определяется.

Особые явления

В ряде случаев для определения обмена ионов Na^+ и Ca^{++} нельзя применять ни один из описанных способов. В этих случаях необходимо исследовать специфический режим каждой почвы.

Во-первых, ни одно из уравнений нельзя применять в том случае, если почва состоит из смеси глинистых минералов, свойства которых значительно различаются. Если имеется смесь минералов, то они значительно отличаются по плотности заряда или по значению величины K . Фактически, как указано выше, щелочные почвы обычно содержат смеси глинистых минералов, и это накладывает большие ограничения на количественные вычисления.

Во-вторых, все больше распространяется мнение, что во многих почвах, имеющих в течение продолжительного времени высокий pH и значительную концентрацию солей, могут образоваться минералы типа цеолитов. В таких почвах поглощенный Na^+ находится в такой форме, которая лишь в незначительной степени обменивается с Ca^{++} и в большей степени с K^+ и NH_4^+ . В этих почвах ионообменные соотношения $\text{Na}^+ - \text{Ca}^{++}$ не подчиняются теоретическим расчетам.

Известно, что во многих щелочных почвах Na^+ присутствует в виде солей, которые (при определении экстрагируемого Na^+) не растворяются в воде, а растворяются в таких реагентах, как NH_4Ac . В таких случаях содержание обменного Na^+ , определенное по разности между экстрагируемым и растворимым в воде, будет неправильным. Возможно, что в этих случаях необходимо определять обменный Na^+ другими способами, такими, например, как изотопное разбавление, но это не принципиальная задача.

Влияние аниона

Как показано выше, концентрация аниона в растворе, находящемся в равновесии с почвой, может быть выше средней концентрации анионов в почвенной суспензии. Это явление называется отрицательной адсорбцией и наиболее широко рассматривается в теории диффузионных слоев. Согласно этой теории приближенное уравнение отрицательной адсорбции для системы, содержащей симметричный электролит, имеет вид

$$\frac{\Gamma}{ZC_0} = \frac{2}{\sqrt{3}C_0} - \frac{4}{Z\beta\Gamma}, \quad (6)$$

где Γ — отрицательно адсорбированная соль, мг-экв/см²; Z — валентность; C — концентрация соли равновесного раствора; остальные обозначения прежние. Это уравнение может быть использовано для вычисления отрицательной адсорбции в почвах, поверхностная плотность заряда которых известна. В том случае, если величина отрицательной адсорбции известна, Γ может быть вычислено по уравнению. Величина Γ , найденная таким путем, часто совпадает с величиной, найденной другими методами, хотя имеются факты плохого совпадения с данными этиленгликолевого метода. Другая интерпретация отрицательной адсорбции ос-

нована на допущении несольвентной, или «связанной», воды у поверхности глинистых частиц или на равновесии Доинана.

В системах с отрицательной адсорбцией можно ожидать, что при получении вытяжки из почвы с применением давления, например, при использовании мембранных насосов, начальная фракция вытяжки будет более концентрированной, чем раствор, оставшийся в почве. По мере продолжения экстракции можно ожидать уменьшения концентрации. Однако положение в действительности оказывается более сложным в результате так называемого эффекта просеивания соли. Действительная концентрация раствора оказывается ниже равновесной потому, что почва остается соленой. По мере продолжения экстракции концентрация достигает максимума и затем падает. В суспензиях глинистых частиц это явление наиболее заметно при низких концентрациях соли (порядка 10 мг-экв). Поэтому при оценке вытяжек, полученных с применением давления, можно предположить оба механизма — адсорбцию и «просеивание соли». Попытки объяснить эти явления теорией двойного электрического слоя оказались успешными. Во всяком случае, при наличии отрицательной адсорбции количество растворимых солей, определенных по водным вытяжкам из почвы, будет слишком высоким, а соответствующие вычисленные значения для обменных ионов будут слишком низкими.

Системы CaCO_3

Вероятно, большинство щелочных почв содержит CaCO_3 в некоторых формах. Проведенные к настоящему времени исследования показывают, что в то время как конечной стабильной формой может быть кальцит, растворимый продукт кальцита не вполне строго подчиняется выведенным соотношениям. Однако в любом растворе, в котором растворены CO_2 , HCO_3^- и CO_3^{--} находятся в равновесии, независимо от того, находится ли раствор в равновесии с воздухом, должны иметь место следующие соотношения:

$$\frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]}{[\text{CO}_2]} = K_1 = 4,32 \times 10^{-7}, \quad (7)$$

$$\frac{[\text{H}^+][\text{CO}_3^{--}]}{[\text{HCO}_3^-]} = K_2 = 4,69 \times 10^{-11}, \quad (8)$$

где величины, стоящие в скобках, представляют собой активности. В разбавленных растворах коэффициенты активности ионов определяются по теории Дебая — Хюккеля следующим образом:

$$\log \gamma_i = -Z^2 [0,511] \mu^{1/2}, \quad (9)$$

где $u = \frac{1}{2} \sum \gamma_i^2 \mu_i$ — ионная сила; γ_i — коэффициент активности. Приравнявая $pX = -\log X$, где X константа равновесия, или активность иона водорода, получим из этих соотношений

$$\log \frac{[\text{HCO}_3^-]}{[\text{CO}_2]} = \text{pH} - 6,36 + 0,511 \mu^{1/2}, \quad (10)$$

$$\log \frac{[\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]} = \text{pH} - 10,33 + 2,04 \mu^{1/2} \quad (11)$$

(здесь в скобки заключены концентрации).

Эти соотношения часто применяются. Так, если выбрано несколько значений pH и засоления, например, $\text{pH} = 9$, а $\mu = 1,0$ и концентрация CO_2 , находящаяся в равновесии с атмосферой (1×10^{-3} м), то из уравнения (10) следует, что соответствующая концентрация HCO_3^- примерно равна 0,014. Можно сделать заключение, что если засоление и pH высоки и почва находится в равновесии с воздухом, то HCO_3^- не будет оказывать большого влияния на общее засоление. В действительности расчет концентрации HCO_3^- , даже при $\mu = 1,0$, по уравнению Дебая — Хюккеля, значительно превышает вычисленный эффект ионной силы.

Как только устанавливается контакт щелочных почв, содержащих CaCO_3 , с водой вступает в силу описанный выше эффект катионного разбавления, за исключением того обстоятельства, что Ca^{2+} в растворе не будет замещаться на Na^+ , поскольку CaCO_3 будет уменьшать тенденцию замещения растворенного Ca^{2+} . Экспериментальные исследования показали, что соотношение $\text{Na}_{\text{ад}}$ и Na^+ в растворе подчиняется изотермам Лэнгмюра:

$$\text{Na}_{\text{ад}} = \frac{K_1 K_2 [\text{Na}^+]}{1 + K_1 [\text{Na}^+]}. \quad (12)$$

Теоретически можно показать, что результат, вычисленный по уравнению (5), по существу обеспечивает постоянную концентрацию ионов Ca^{2+} . Кроме того, если напишем произведение растворимости CaCO_3 в виде

$$[\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}] = K_{\text{сп}}, \quad (13)$$

то в соответствии с уравнениями (9) и (10) получим

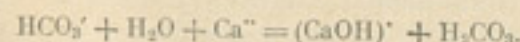
$$[\text{Ca}^{2+}] = \frac{K_{\text{сп}}}{K_1 K_2} = \frac{[\text{H}^+]^2}{[\text{CO}_2]}. \quad (14)$$

Таким образом, при равновесии с воздухом при определенной концентрации CO_2 величина $[\text{Ca}^{2+}]$ будет постоянной, если будет по-

стоянной величина $[\text{H}^+]$. Поэтому можно сделать заключение, что при контакте щелочных почв, содержащих CaCO_3 , с водой очень мало поглощенного Na^+ замещается H^+ . Скорее он замещается Ca^{2+} из CaCO_3 , поэтому pH и концентрация кальция остаются постоянными, что и выражается изотермой Лэнгмюра. Для концентрированных растворов такое явление может не иметь места.

Сельскохозяйственные культуры оказывают большое влияние на распределение солей и обменного натрия, поступающих в почву с оросительной водой. Во-первых, если расход воды за счет транспирации происходит быстрее, чем за счет испарения, то по мере высыхания почвы тенденция поступления солей в почву из нижних слоев уменьшается. Каждое последующее орошение выщелачивает соли вниз, в результате чего образуется значительный вертикальный градиент концентрации солей. Использование воды, содержащей значительные количества соды, вызывает в свою очередь изменение содержания обменного натрия, которое увеличивается с глубиной за счет изменения эффекта катионного разбавления. Поэтому распределение солей и обменных ионов может в значительной степени отличаться от того, которое ожидается при отсутствии растений.

С другой стороны, влияние растений заключается в выделении в почву CO_2 , что способствует удержанию CaCO_3 в растворе. Хотя опыты в вегетационных сосудах свидетельствуют о том, что такое выделение CO_2 не оказывает большого влияния на растворение уже существующего CaCO_3 и на замещение обменного натрия, лизиметрические эксперименты ясно показывают, что растения могут предотвращать осаждение CaCO_3 . Кроме того, на основании данных пятилетнего лизиметрического эксперимента сделан вывод о возможности потери HCO_3^- из почвы без сопутствующего осаждения CaCO_3 по реакции



Образующийся по этой реакции $(\text{CaOH})^+$ поглощается.

Наконец, при использовании воды с небольшой степенью солености растения могут оказывать значительное влияние на состав почвенного раствора путем ионной абсорбции. Например, в продолжительном лизиметрическом эксперименте с суданской травой, проведенном В. Келли с сотрудниками, было показано, что содержание сульфатов в почвенном растворе может увеличиться в 57,8 раза по сравнению с их содержанием в применяемой воде, тогда как содержание хлоридов увеличивается только в 8,9 раза. Аналогичные эксперименты показали значительные различия в выносе солей сельскохозяйственными культурами. Хорошо известно также, что в общем травы по сравнению с другими растениями удаляют относительно больше натрия и меньше кальция.

ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

Для характеристики почв с точки зрения химического состава солей необходимо получить следующие данные: содержание водорастворимых CO_3 , HCO_3 , SO_4 , Cl и B ; Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ и K^+ ; для солонцеватых почв — содержание обменных Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ и емкость обмена катионов. В специальных случаях может быть приведено определение Mo и Se . По методике проведения количественного анализа имеется обширная справочная литература (Гедройц, 1955; Аринушкина, 1961, и др.).

При изучении засоленных почв широко применяются различные методы. Как для выполнения углубленных исследований засоленных почв, так и для интерпретации полученных данных необходимо точнее определять количество имеющихся в почве запасов растворимых солей. Для этого следует анализировать и водные и кислотные вытяжки. Водная вытяжка при отношении почвы к воде по весу 1 : 5 дает возможность определить общее содержание в почве легкорастворимых солей. Содержание гипса определяется с помощью солянокислой вытяжки или растворением всего гипса в большом количестве воды. Если необходимо определить содержание в почве труднорастворимых карбонатов, может применяться упрощенный метод с разрушением карбонатов кислотой и определением объема полученного углекислого газа.

В случае, если засоленные почвы содержат соду, желательно также определять pH вытяжки или суспензии. Величина pH выше 8,2 указывает на вероятное присутствие свободной соды; при содовом засолении pH составляет более 10. О появлении в почвах соды удастся также судить по данным водной вытяжки. Если величина общей щелочности (выраженная в HCO_3) превышает 0,07%, или 2 мг-экв, есть основания считать, что почва содержит некоторое количество бикарбоната натрия.

Выделение почвенных растворов производится либо выдавливанием их на специально приспособленном прессе (из пробы почвы, помещенной в стальной стакан), либо вытеснением спиртом из узких трубок. При вытеснении раствора из образца почвы спиртом для лучшего выделения раствора в почву добавляют кварцевый песок (промытый кислотой и водой).

В американских руководствах рекомендуется определять водорастворимые компоненты в вытяжке из почвы при влажности ее в состоянии пасты (почва: вода ~ 1 : 1 — для суглинистых почв и ~ 1 : 2 для почв тяжелого механического состава).

Существование многочисленных методов определения обменных ионов в почве говорит о том, что ни один из них не является вполне удовлетворительным.

Для экстракции обменных ионов и для определения емкости обмена широко используется ацетат аммония. Его применение дает возможность проводить оба определения в одном образце. Однако

применение ацетата аммония связано с большими трудностями. Во-первых, полная растворимость CaCO_3 в ацетате аммония дает завышенные результаты содержания экстрагируемого Ca и заниженную величину обменной емкости и, во-вторых, ацетат аммония не вымывает из цеолитов весь Na^+ . Наконец, в щелочных почвах может присутствовать необменный Na^+ , растворимый в ацетате аммония, но не растворимый в воде, что обусловит завышение величины экстрагируемого натрия.

В течение многих лет для анализа Na^+ применяли пламенный фотометр. В последнее время получены электроды, которые чувствительны к Na^+ , в незначительной степени чувствительны к K^+ и H^+ и нечувствительны к Ca^{++} и Mg^{++} . Такие электроды могут найти применение вместо стеклянных в pH-метрах для измерения активности ионов Na^+ . Концентрацию ионов Na^+ можно определить, если будет вычислен коэффициент активности Na^+ . С другой стороны, можно разработать методику, по которой измерения будут проводиться при избытке какого-либо стандартного вещества, а концентрация рассчитываться по соответствующей стандартной кривой.

ВЫЧИСЛЕНИЕ ЗАПАСА ВЛАГИ И СОЛЕЙ В ПОЧВАХ И ГРУНТОВЫХ ВОДАХ

В процессе обработки материалов почвенных, гидрогеологических и водно-солевых балансовых исследований, при решении вопросов генезиса почвы, выявлении процессов засоления и рассоления их, а также при разработке агрономических и мелиоративных мероприятий, направленных на регулирование влажности и засоленности почвогрунтов, приходится производить вычислительные операции одного и того же рода, но многократно и всякий раз с различными числовыми данными. В этом случае для сокращения затрат труда удобно пользоваться номограммой (Дуббель, 1936).

Предлагаемая номограмма выравненных точек состоит из пяти функциональных (логарифмических) шкал и позволяет вычислять:

1. Общий запас компонентов почвы (водорастворимых солей, азота, гумуса, фосфора и калия), т/га .
2. Общий запас солей в водоносном слое, т/га .
3. Запасы различных форм почвенной влаги в горизонте, мм слоя воды.
4. Влажность почвы в объемных процентах.
5. Среднюю влажность почвы в многослойной толще.
6. Среднее содержание водорастворимых солей и других компонентов почвы в многослойной толще.
7. Среднюю минерализацию грунтовых вод в многослойной толще (производить расчеты по формулам $A = abc$, или $A = ab$, или $A = a/b$).

Порядок пользования номограммой (рис. 8) для вычисления общего запаса компонентов почвы или водорастворимых солей в почвенно-грунтовой горизонте (слое) следующий: прикладывают линейку к шкалам 1 и 3 в точках, соответствующих объемному весу и мощности горизонта (цифры с правой стороны шкалы), и на пересечении со шкалой 2 получают произведение этих величин. Соединяя шкалу 2 в полученной точке со шкалой 5 в точке, соответствующей процентному содержанию компонентов или солей в почвах (цифры с правой стороны шкалы), на пересечении линейки со шкалой 4 читают искомый запас компонентов почвы или водорастворимых солей в почвенном горизонте.

При вычислении запаса солей в водоносном слое порядок пользования номограммой остается таким же, как и в предыдущем случае, только линейка прикладывается к шкалам 1, 3 и 5 в точках, соответствующих пористости (в процентах), мощности слоя (в метрах) и минерализации подземных вод (в граммах на литр) (цифры с левой стороны шкал). Искомый запас солей в водоносном слое (в тоннах на гектар) читают также на шкале 4.

Для вычисления всех видов запаса влаги в горизонте вначале, как и в первом случае, получают на шкале 2 произведение объемного веса и мощности слоя (в сантиметрах), а затем, соединяя шкалу 2 в полученной точке со шкалой 5 в точке, соответствующей влажности почвы (в процентах, цифры с левой стороны шкалы), получают искомый запас влаги (в миллиметрах) на шкале 4. Если необходимо вычислить максимальный запас и дефицит запаса, запас труднодоступной и доступной влаги или максимальный запас доступной влаги, вместо величины влажности почвы должны соответственно брать величину предельной полевой влагоемкости, разности между предельной полевой влагоемкостью и полевой влажностью, влажности завядания, разности между влажностью в срок наблюдения и влажностью завядания, а для последнего случая разность между предельной полевой влагоемкостью и влажностью завядания.

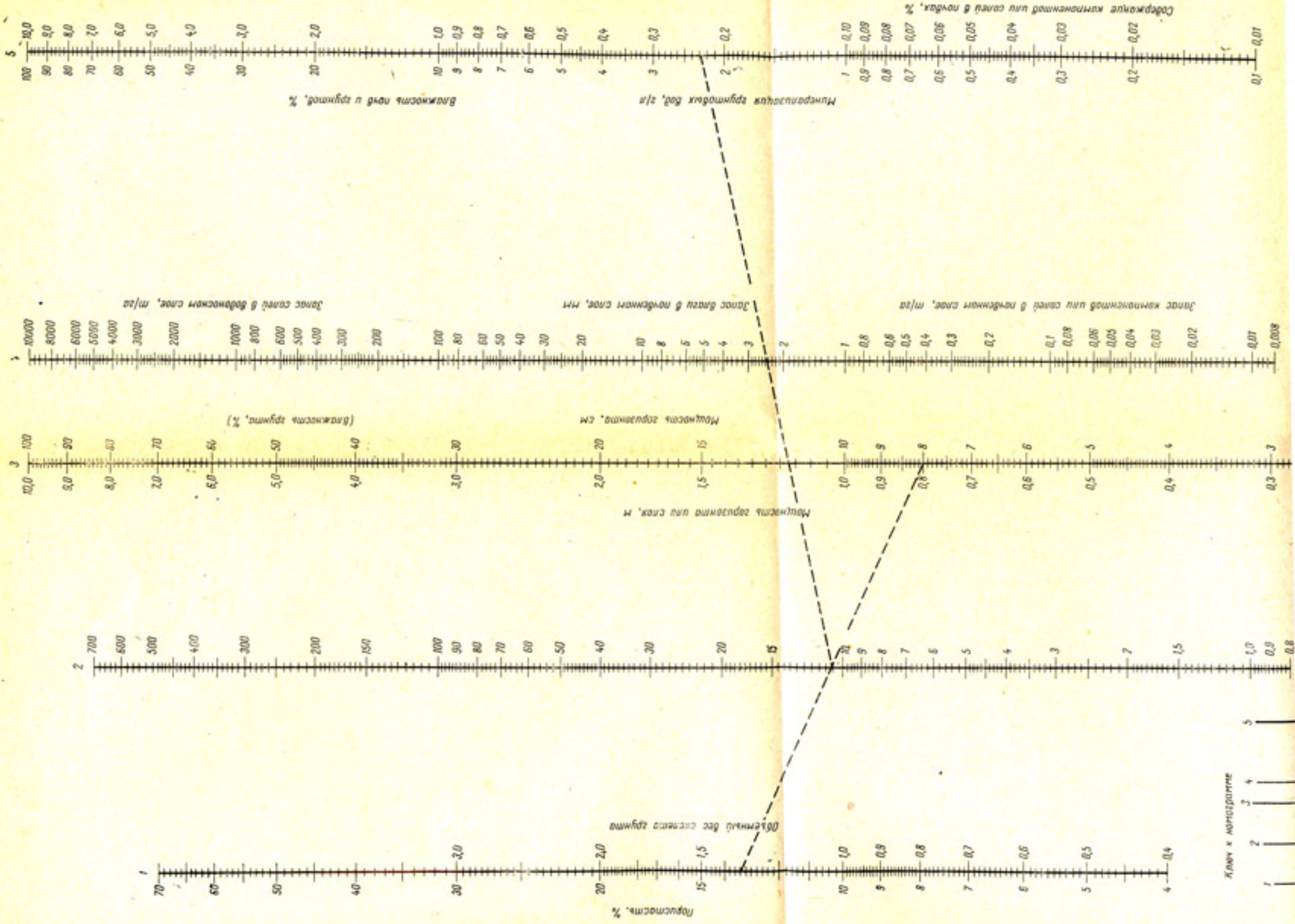
Если соединить на шкалах 1 и 3 точки, соответствующие объемному весу и влажности (цифры с правой стороны шкал), то на шкале 2 получится влажность почвы в объемных процентах.

Для вычисления средней влажности или среднего содержания солей или компонентов почвы в многослойной толще или средней минерализации грунтовых вод при изменении гидрохимического профиля по вертикали вначале по номограмме вычисляют суммы произведений объемного веса (а для минерализации грунтовых вод — пористости) на мощность горизонта и запас компонентов (солей или влаги во всей многослойной толще). Затем прикладывают линейку к шкалам 2 и 4 в точках, соответствующих сумме произведений объемного веса (пористости) на мощность слоя и запаса в толще, и на пересечении со шкалой 5 получают величину средней влажности, среднее содержание компонентов или солей

или среднюю минерализацию грунтовых вод. Если сумма произведений или запас в толще больше числа делений на шкалах 2 или 4, то делимое (запас), или делитель (сумма произведений), или то и другое одновременно делят на $1 \cdot 10^n$ (10, 100 и т. д.). Нужно только помнить, что при уменьшении делителя необходимо во столько же раз уменьшить результат, а при уменьшении делимого — увеличить. Уменьшение делимого и делителя одновременно в одно и то же число раз результата не изменит.

При вычислениях по номограмме в результате получают требуемые для расчета три цифры.

На номограмме пунктирной линией показано вычисление запаса азота в горизонте 0—8 см, при объемном весе почвы 1,34 и содержании азота 0,23% (пример заимствован из книги Е. В. Ари-нушкиной, 1961, стр. 265).



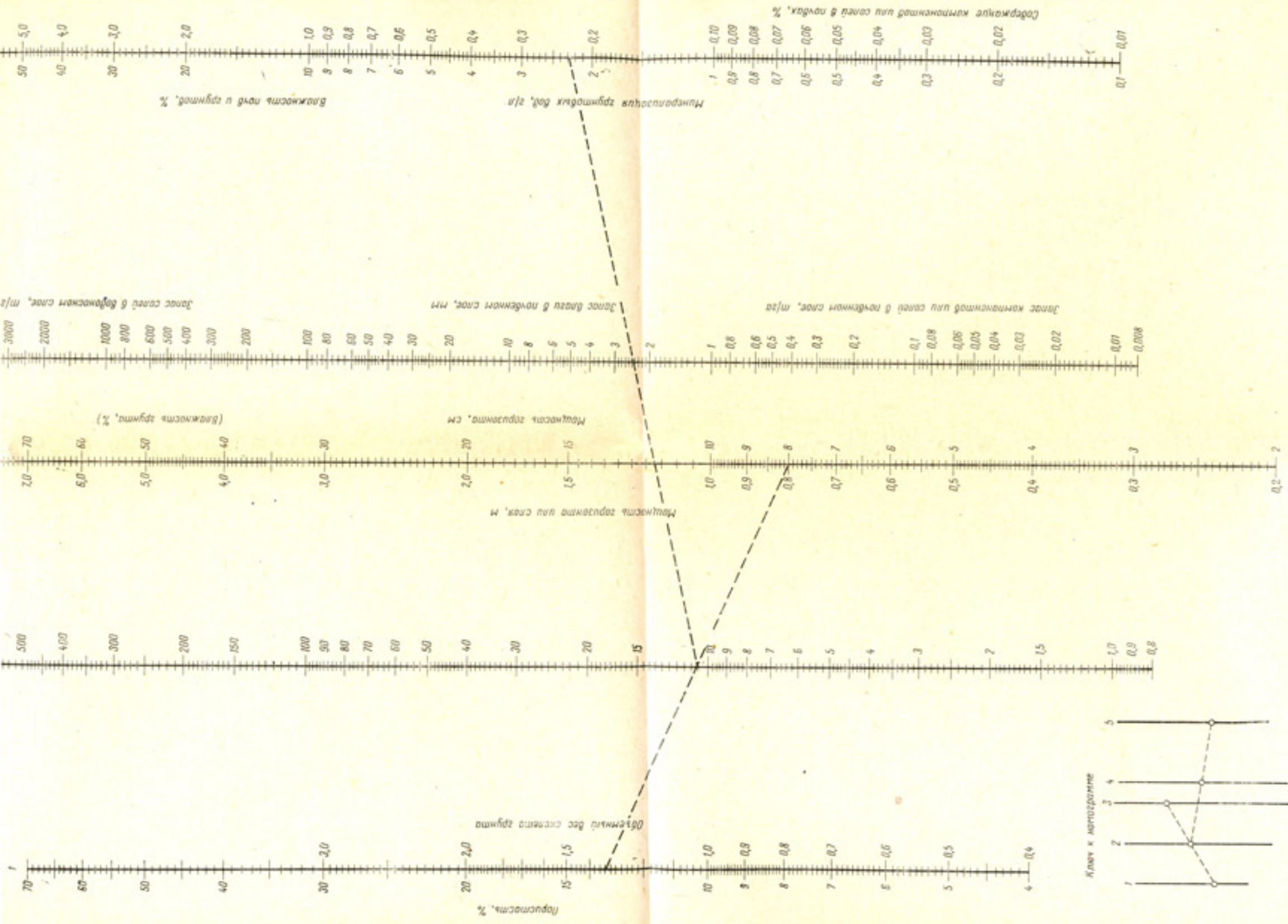


Рис. 8. Номограмма для расчета запасов солей и влаги в почвах и водах

Глава III

ОЦЕНКА ЛАНДШАФТОВ ДЛЯ ИРРИГАЦИИ И ДРЕНАЖА

Анализ закономерностей миграции, дифференциации и аккумуляции солей в природных зонах и почвах показал, что орошаемые территории засушливых зон весьма различны в геохимическом и гидрологическом отношении. Последствия орошения непосредственно зависят от характера этих геохимических и гидрологических особенностей. Поэтому шаблонный «топографический» подход к строительству и эксплуатации оросительных систем недопустим.

Орошение территорий, особенно больших, является комплексной задачей, включающей инженерное решение гидрологических и геохимических проблем, в дополнение к задаче получения высоких урожаев сельскохозяйственной продукции.

Глубокое предварительное изучение территории необходимо для того, чтобы предвидеть возможные изменения солевого и водного режимов почв и их свойств после начала орошения и чтобы решить, какие мелиоративные и предупредительные мероприятия использовать для обеспечения высокого плодородия орошаемых почв.

Всестороннее изучение территорий проектируемого орошения и их мелиоративная оценка позволяют выбрать лучшие по физико-географическим условиям объекты, освоение которых будет дешевле.

Ландшафты можно разделить на группы в отношении опасности засоления и необходимости устройства дренажных систем как предупредительной меры. Принципы такого разделения приведены ниже.

РОЛЬ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

Засоленные почвы формируются в таких местах, где количество поступающих солей больше, чем количество удаляемых. Так как миграция солей в коре выветривания и почвах осуществляется главным образом в солевых растворах, то процессы соле-

накопления обуславливаются прежде всего водным балансом территории.

Основным условием, приводящим к накоплению солей в почвах и формированию солончаков, является преобладание испарения грунтовых вод над их оттоком. Поэтому все условия и факторы, которые усиливают испарение грунтовых вод, имеющих слабый дренаж, будут способствовать процессам соленакопления и образованию солончаковых почв. Водный баланс территории и особенно отношение величины испаряющейся влаги к количеству дренажной воды в очень большой степени зависят от климатических, геоморфологических, топографических, гидрогеологических и биологических условий. В то же время существенное значение имеет хозяйственная деятельность человека.

Влияние климата

Если сравнить карту областей развития засоленных почв с картой, показывающей климатические условия, то можно видеть, что засоленные почвы наиболее часто встречаются в районах с жарким и сухим климатом. Основной чертой климата этих районов является испарение поверхностных и грунтовых вод, превышающее их сток или в течение всего года, или в течение определенных сезонов. Водный баланс этих территорий определяется главным образом испарением с поверхности почвы. Чем суше климат, тем большее значение может иметь испарение в водном балансе района.

К территориям, где такие климатические условия наиболее выражены, относятся пустыни Средней Азии, Ирана, Каспийского бассейна, Аравии, Африки, Чили и Перу.

Как видно из данных табл. 10, для областей засоленных почв Советского Союза характерными чертами являются: сухость

Таблица 10

Основные климатические условия в областях засоленных почв СССР

Ландшафты	Температура, °C			Безморозный период, дни	Среднегодовое количество осадков, мм	Дневная относительная влажность за 2 месяца сухого периода, %	Среднегодовая испаряемость, мм
	среднегодовая	июли	января				
Пустыни	15—18	26—30	+5; —10	200—240	80—100	20 и меньше	2000—2500
Полупустыни	10—12	24—26	—5; —10	180—200	200—300	20—30	1000—1500
Степи	5—10	20—25	—5; —15	150—180	300—450	35—45	800—1000
Лесостепи	3—5	20—22	—5; —16	120—150	350—500	40—45	500—800

климата, высокая температура, низкая влажность воздуха и высокая испаряемость в течение большей части года.

Солончаковые почвы наиболее широко распространены в тропических и субтропических пустынных областях, где величина испаряемости может достигать 3000 мм и более в год. Полупустынные и степные районы, где величина испаряемости составляет 1000—1500 мм в год, также могут иметь четко выраженные процессы засоления. Однако солончаковые почвы могут формироваться даже в лесостепях Сибири и Маньчжурии, где среднегодовая величина испаряемости может достигать значительных величин — от 500 до 1000 мм, а также в муссонных тропиках Пакистана и Индии, где сухой зимний сезон может привести к формированию сильнозасоленных почв.

Наиболее яркие примеры соленакопления и образования солончаковых почв можно найти в чрезвычайно сухих пустынях Западного Китая, Аравии и Чили, где содержание солей в почвах достигает 30—75%. Почвы этих пустынь покрыты солевой коркой мощностью 30—80 см и больше. Эти соли состоят главным образом из хлоридов, сульфатов, а иногда больших количеств нитратов.

Почвы пустынь Азии с холодными зимами, таких, как Каракумы, Кызылкумы, Южная Туркмения, также в высокой степени засолены. Здесь под солончаками формируются почвенные и грунтовые воды с содержанием солей 200—350 г/л. Верхний почвенный горизонт содержит 15—25% солей, включающих, как правило, значительное количество хлоридов и сульфатов магния и натрия, а также иногда нитратов натрия.

Солончаковые почвы полупустынных районов Арало-Каспийской депрессии характеризуются меньшей степенью засоления. Минерализация грунтовых вод может иногда достигать здесь 100—150 г/л, но чаще она бывает равна 15—20 г/л и засоленность верхних горизонтов не превышает 5—8%. В составе солей в этом случае нет нитратов натрия; преобладают обычно сульфаты.

В степях СССР и Китая солончаковые почвы встречаются значительно реже и они гораздо меньше засолены. Минерализация грунтовых вод может иногда достигать здесь 30—50 г/л, но обычно не превышает 5—15 г/л. Содержание солей в верхнем почвенном горизонте не более 2—3%. Как правило, преобладают сульфаты натрия, меньшую роль играют хлориды натрия, часто имеются значительные количества соды.

В лесостепных областях СССР и Китайской Народной Республики солончаковые почвы встречаются только отдельными участками, хотя они существуют в Западной и Восточной Сибири, в Маньчжурии, в лесостепных районах Поволжья и Украины. Степень засоленности здесь еще меньше. Содержание солей в грунтовых водах, как правило, не превышает 1—3 г/л, но иногда может достигать 10—30 г/л. Содержание солей в верхних горизонтах этих солончаков 0,5—1%, в отдельных случаях 1,5—2%. В составе со-

лей преобладают сода и бикарбонаты натрия; меньшее значение имеют хлориды и сульфаты. Этот тип солончаковых почв иногда встречается в пуште Венгрии, в пампасах Аргентины, в ксерофитных кактусовых лесах северо-западной Бразилии, северо-восточной Аргентины и в саваннах Африки.

В северной лесной зоне и во влажных лесах тропиков формирование засоленных почв возможно только вдоль морских побережий и в приливной зоне. Во влажных тропиках, при условии близкого залегания грунтовых вод, соленакопление замещается накоплением полутвердых окислов, фосфатов железа, кремния и вторичных глин, образующихся из растворов кремния и полутвердых окислов.

Влияние климатических факторов на развитие и размещение процессов современного соленакопления подчиняется общим законам (табл. 11). По мере того как климат становится менее засушливым и менее континентальным — при движении от Средней Азии к северу и к прибрежным муссонным областям — процессы соленакопления ослабевают.

По мере перехода от сверхзасушливых пустынных областей к влажным умеренным зонам запада, севера и востока Евразии наблюдаются регулярные изменения типа соленакопления. Нитраты, сульфаты и хлориды уступают место сульфатам и хлоридам, замещающимся затем хлоридами и сульфатами, которые в свою очередь сменяются содой и сульфатами и иногда чистой содой вместе с силикатами и щелочными элементами.

Влияние геоморфологических, гидрологических и топографических условий

Наличие крайне сухого и жаркого климата еще недостаточно для начала соленакопления и для образования солончаковых почв. При глубоком залегании грунтовых вод фактическое испарение влаги из почвы не превышает суммы атмосферных осадков, выпадающих на ее поверхность. Если грунтовые воды залегают глубоко (глубже 10—20 м), то, несмотря на сухость климата, засоления почвы не происходит. Соленакопление в каждой из климатических зон, охарактеризованных выше, возможно лишь в специфических геоморфологических условиях. В ортографии всех пустынь, являющихся областями современного соленакопления, имеется одна весьма важная особенность. Эти пустыни расположены в обширных глубоких депрессиях, окруженных полностью или частично горными цепями или плоскогорьями и лежащих обычно на сотни и тысячи метров ниже поверхности плоскогорий и гор. Отмеченные особенности характерны для солончаковых пустынь Чили и Перу и в некоторой степени для пустыни Атакама. То же типично для соляной пустыни Аргентины Салина Гранде и Деште Кевир в Иране. Пустыни Центральной Азии (Арал-Каспийская

Характеристика аккумулятивных процессов в Евразии в связи с природными условиями

Природные зоны	Остаточное засоление осадочных пород	Максимальная минерализация вод, г/л			Максимальное количество легкорастворимых солей в верхних горизонтах солончаков, %	Наиболее распространенные соли	Засоление орошаемых почв
		речных	грунтовых	солонных озер			
Пустыни	Обычно	20—40	200—350	350—400	25—75	NaCl, KNO ₃ , NaNO ₃ , MgCl ₂ , MgSO ₄ , CaSO ₄ , CaCl ₂	Широко распространено
Полупустыни	Часто	10—30	100—150	300—350	5—8	NaCl, Na ₂ SO ₄ , CaSO ₄ , MgSO ₄	Встречается часто
Степи	Редко	3—7	50—100	100—250	2—3	Na ₂ SO ₄ , NaCl, Na ₂ CO ₃ , NaHCO ₃	Встречается редко
Десостепи	Нет	0,5—1,0	1—3	10—100	0,5—1,0	NaHCO ₃ , Na ₂ CO ₃ , Na ₂ SO ₄ , Na ₂ SiO ₃	Очень редко
Леса	Нет	0,1—0,2	0—1	Нет	Нет	—	—

низменность, Туруфанская впадина, Лобнор, Такла-Макан) также типичны в этом отношении.

С окружающих горных возвышенностей в сторону материков или приморских депрессий направлен древний поток глубоких подземных вод, несущих растворенные соли. Возраст этого потока равен геологическому возрасту гор и депрессий. Грунтовые воды самих депрессий испытывают в течение геологически длительного времени мощный гидродинамический напор глубинных подземных вод и их геохимическое влияние.

Древние глубинные подземные воды иногда отличаются высокой минерализацией, иногда они пресные. В обширных глубоких впадинах, долинах, в дельтах рек и в районах трещинной тектоники напорные подземные воды, выклиниваясь или приближаясь к поверхности, становятся очень важным фактором засоления вод, осадочных отложений и почв депрессий. Влияние этих древних подземных вод тем сильнее, чем больше их напор, создающий непрерывный восходящий ток к поверхности. Этот восходящий ток в значительной мере погашается как низким коэффициентом фильтрации перекрывающих горизонтов, так и испарением. Однако он непрерывен и поэтому его влияние крайне велико. Так, например, в условиях Узбекистана такое «артезианское» подпитывание внутри Голодностепенской депрессии может составлять ежегодно до 100 м³ на каждом квадратном километре местности. В результате постоянного испарения напорные воды становятся сильно минерализованными в верхних 30—50-метровых слоях водоносного профиля и засоляют осадочные породы, через которые они проходят. Рис. 9 иллюстрирует это явление в Голодной степи в Узбекистане. Глубже 50—70 м минерализованные воды сменяются опресненными артезианскими.

Однако встречаются и иные закономерности. Так, например, на Азербайджанской низменности подземные воды древнего происхождения имеют концентрацию 70—100 г/л до глубины 300—500 м. Тонкий слой опресненных вод аллювиального и ирригационного происхождения как бы плавают на подстилающих древних рассолах. В тектонических структурах рассолы часто изливаются на поверхность в виде грифонов или грязевых вулканов.

Итак, наиболее общим и обязательным условием современного образования активных (не реликтовых) солончаковых почв на

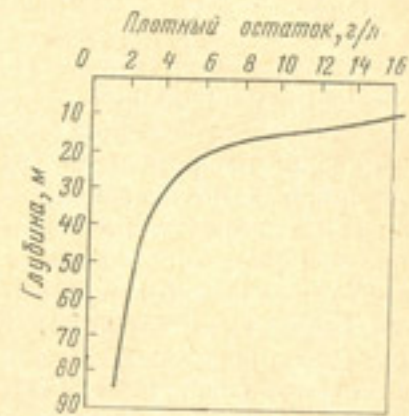


Рис. 9. Минерализация подземных вод в Голодной степи (по Н. М. Решеткиной)

фоне жаркого и сухого климата является наличие обширных депрессий, а в их пределах — дельт, низких речных, приморских, озерных террас, различного рода русловых понижений или впадин, которые играют роль центров соленакопления.

В пределах низменностей, дельт и террас солончаковые процессы обязательно тяготеют к впадинам второго порядка. Сравнительно небольшой разницы в высоте (1—2 м) достаточно для того, чтобы содержание солей в почве было совершенно отличным от такового на окружающих территориях.

Именно в таких понижениях мезорельефа наиболее часто формируются солончаки и солончаковые почвы, тогда как почвы на повышениях макро- и мезорельефа всегда менее засолены. Значение макро- и мезорельефа заключается в том, что в отрицательных формах рельефа грунтовые воды оказываются ближе к поверхности и поэтому в большей степени расходуется на испарение, обуславливая развитие солончаков.

Значение микрорельефа (разница $\pm 10-30$ см) в образовании солончаковых почв весьма разнообразно. В наибольшей степени процессы испарения почвенно-грунтовых вод всегда приурочены к повышениям микрорельефа, а не к понижениям. Это объясняется тем, что повышения микрорельефа меньше увлажняются атмосферными осадками, больше прогреваются, лучше проветриваются и быстрее просыхают. В понижениях микрорельефа, наоборот, скапливаются дождевые, снеговые и поливные воды и почвы там хуже прогреваются. Поэтому, как правило, солончаковые процессы начинаются прежде всего на повышениях микрорельефа. Это происходит как в естественных условиях, так и на орошаемых полях, где всякий бугорок играет роль фитиля, всасывающего растворы солей с окружающей территории, испаряющего эти растворы и постепенно засоряющего.

Параллельно с движением подземных вод в сторону материковых и приморских депрессий и низменностей действует вековой сток поверхностных и особенно речных вод. Насколько велико геохимическое значение речного химического стока, можно судить на примере рек Арало-Каспийской низменности, которая является частью обширного евразийского бессточного бассейна. Как в геологическом прошлом, так и в настоящем формирование континентальных осадочных отложений, почвенно-грунтовых вод и почв в пределах низменности обуславливалось деятельностью крупнейших рек этой области: Волги, Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи, Куры, Урала, Терека (табл. 12).

Как можно видеть из данных этой таблицы, образование осадочных континентальных отложений обязано главным образом стоку Волги и Аму-Дарьи. Химический сток в сумме составляет около 86 млн. т. При этом определяющая роль также принадлежит Волге — 50 млн. т (58%) и Аму-Дарье — 18 млн. т (21%). Таким образом, химический сток Волги, которая дренирует огромные про-

Таблица 12

Элементы водно-солевого баланса и твердого стока Арало-Каспийской низменности

Статьи баланса	Водный сток		Твердый сток		Химический сток			Вредные соли		
	км ³	%	млн. т	%	млн. т	%	% к тверд. стоку	млн. т	%	% к тверд. стоку
Ежегодный общий сток	355	100	326	100	86	100	26	21	100	6
В том числе из рек:										
Волга	256	72	32	10	50	58	156	9	43	28
Аму-Дарья	42	12	168	51	18	21	11	5	24	3

странства Русской равнины, засоляет осадочные отложения и почвы значительных территорий Средней Азии, подвергающихся влиянию трансгрессий Каспийского моря. Твердый и химический сток в пределах Арало-Каспийской низменности в сумме составляет около 412 млн. т ежегодно, что при объемном весе 1,4 дает 0,3 км³ наносов.

Отношение химического стока к твердому стоку показывает возможное среднее содержание солей в пойменно-дельтовых отложениях. Последнее могло бы составлять в наносах Волги 156%, а Аму-Дарьи — 11%. За вычетом углекислого и сернокислого кальция содержание солей соответственно составит для аллювия Волги 28% и для аллювия Аму-Дарьи 3%.

Практически в Арало-Каспийской низменности столь высокие степени засоленности почв и грунтов встречаются лишь на ограниченных территориях. Несомненно, приходится удивляться не тому, что в бессточных областях пустынь развиты процессы соленакопления, а тому, что размеры засоленности осадочных отложений и почв в пустынях значительно меньше возможных потенциальных величин. Основной причиной этого является процесс дифференциации механических и химических осадков, приносимых современными реками в Аральское и Каспийское моря.

Большая часть легкорастворимых солей, транспортируемая водами рек, отделяется от механических осадков, выпадающих в поймах и дельтах, и приносится через устья в озера и моря, повышая их минерализацию. Из озерных и морских водоемов значительная часть солей перемещается в мелководные заливы и лагуны, где и концентрируется, засоляя побережья. С другой стороны, в дельтах на вновь образующейся суше легкорастворимые соли аккумулируются главным образом в грунтовых водах. Этим и объясняется, почему, несмотря на огромные размеры и непре-

рывность миграции солей во внутриматериковые впадины среднеазиатских пустынь, здесь также развиты плодородные незасоленные и слабозасоленные почвы.

В абсолютных пустынях особое значение приобретает перенос и перераспределение солей с делювиальными водами малого местного стока. После эпизодических ливней временные наземные и подземные воды, размывая осадочные соленосные породы на склонах, захватывают при движении вместе с илом растворимые соли. Откадываемый этими водами ил после испарения несущих его растворов обогащается солями. В течение длительного геологического времени постоянный приток и испарение делювиальных растворов вызывают развитие солончаков на нижних частях делювиальных шлейфов или конусов выноса местного пролювия (Казахстан, Киргизия, Азербайджан).

Воздействие притекающих растворов слабой концентрации вызывает часто развитие лишь солонцеватости, создавая впечатление, что почвы минуя стадию солончаковатости. Засоление делювиальных склонов широко распространено в пустынях Западного Китая и Чили, где породы, слагающие горы, сильно засолены, а сухость климата исключительно высокая.

Значение гидрогеологических условий

Охарактеризованные выше климатические, геоморфологические и топографические условия, однако, еще недостаточны для возникновения солончакового процесса и образования засоленных почв. Современное соленакопление и образование солончаковых почв будет происходить лишь в том случае, если с соответствующими климатическими и топографическими условиями совпадает близость к поверхности земли уровня грунтовых вод, их застойность и затрудненность оттока. Если грунтовые воды близки к поверхности, но имеют отток, то засоления может и не быть.

Поэтому в число факторов, определяющих возникновение и развитие активных солончаковых процессов, необходимо включать подвижность, глубину залегания и характер баланса грунтовых вод. В пустынях, однако, часто встречаются «сухие солончаки», т. е. засоленные почвы с очень глубоко залегающим зеркалом грунтовых вод (на 20—100 м). Но это говорит лишь о том, что грунтовые воды, обусловившие соленакопление в прошлом, ушли или иссякли, а засоленность почв законсервировалась в условиях пустынь.

Область с естественным дренажем, т. е. повышенные равнины, подстилаемые проницаемыми песчано-галечниковыми горизонтами, и территории, рассеченные гидрографической сетью, характеризуются глубоким залеганием грунтовых вод, их свободной циркуляцией и поэтому отсутствием солончаковых процессов.

Залегание застойных грунтовых вод на глубине 1—3 м (в зависимости от механического состава почвогрунтов) в условиях жаркого и сухого климата приводит к весьма интенсивному расходу грунтовых вод на испарение и тем самым к развитию солончаковых процессов и образованию солончаков. В этих случаях происходит постоянное боковое питание с водосборных и солесборных площадей, приток растворов солей и интенсивное испарение грунтовых вод. Та глубина залегания уровня грунтовых вод, с которой происходит интенсивное расхождение их на испарение с поверхности почв с образованием солончаков, названа, по предложению Б. Б. Полинова, «критической глубиной». При длительном залегании грунтовых вод на критических глубинах происходит также постепенное увеличение засоления и самих грунтовых вод. Критическая глубина залегания грунтовых вод будет тем большей, чем суше и жарче климат и чем выше минерализация грунтовых вод (при одинаковом механическом составе почв).

Процесс соленакопления в грунтовых водах не ограничивается их верхними слоями, а распространяется в глубину водоносного горизонта. Современные процессы почвенного соленакопления являются одним из важнейших факторов создания высокоминерализованных грунтовых вод на десятки и, может быть, сотни метров в глубину водоносного горизонта. Распределение солей в глубину водоносного горизонта обусловлено диффузией, конвективными движениями и погружением тяжелых солевых растворов вниз.

Соленакопление в почвах зависит от уровня грунтовых вод, степени их минерализации и климатических условий. В Западной Сибири интенсивное соленакопление в почвах начинается с глубины уровня грунтовых вод 1,7—2,0 м, в Средней Азии — с глубины 3—3,5 м.

Степень соленакопления в почвах возрастает с увеличением сухости климата и повышением среднегодовой температуры. Наряду с накоплением легкорастворимых солей идет еще более интенсивное накопление гипса (рис. 10 и 12).

Степень засоленности почв при одинаковой глубине залегания грунтовых вод возрастает с увеличением их минерализации (рис. 11). При малых степенях абсолютного соленакопления в почвах в составе солей преобладают бикарбонаты и карбонаты щелочей; это связано со щелочной стадией слабоминерализованных грунтовых вод и чаще наблюдается в относительно более влажных районах засоления (саванны, муссонные, черноземные и лесостепные области, прерии Маньчжурии и США, пушта Венгрии, пампа Аргентины). С возрастанием аккумуляции солей и степени засоленности почвы происходит интенсивное гипсонакопление в почвах, сопровождаемое нейтрализацией карбонатов и бикарбонатов щелочей. Почвенная толща при этом характеризуется преимущественно сульфатным засолением, высоким содержанием гипса и

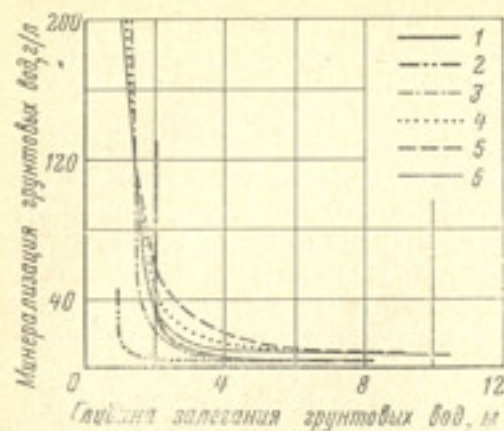


Рис. 10. Зависимость между глубиной и степенью минерализации грунтовых вод: 1 — Аму-Дарья (дельта); 2 — Прикаспийская низменность; 3 — Кузунда; 4 — Голодная степь; 5 — Вахши; 6 — Бараба

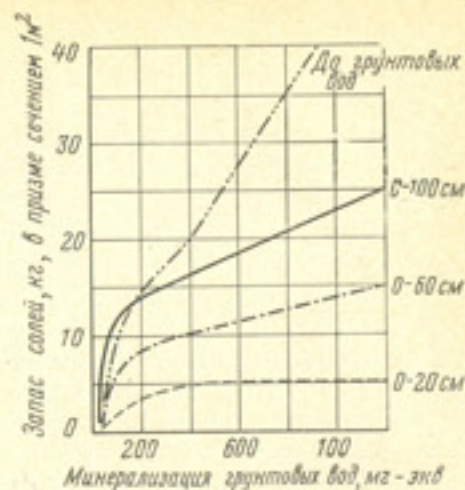


Рис. 11. Зависимость между минерализацией грунтовых вод и соле-накоплением в почве

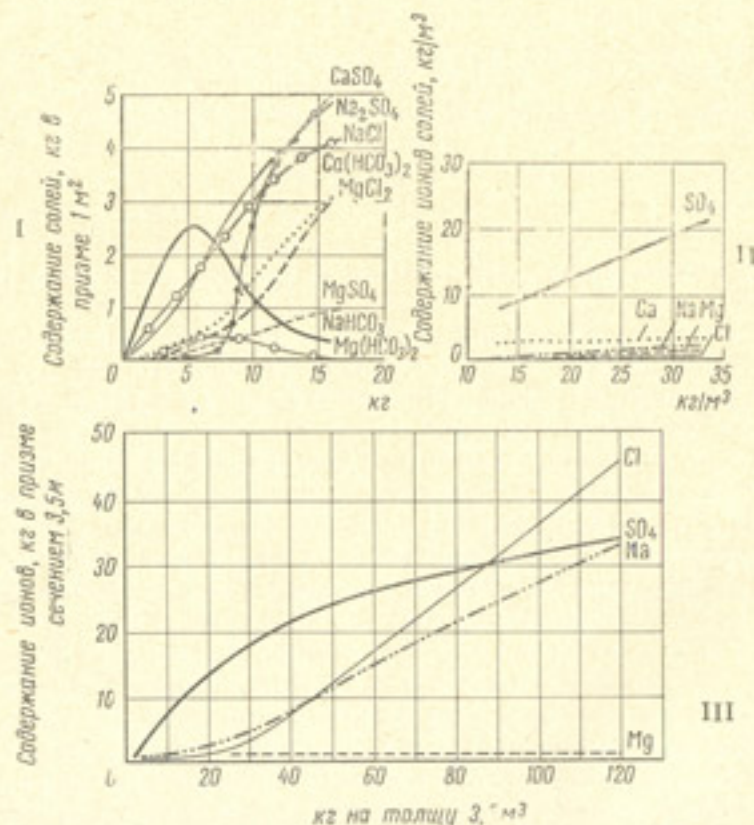


Рис. 12. Соле-накопление в почвах (общий запас легкорастворимых солей): I — начальное (Бараба), II — умеренное (Фергана), III — сильное (Голодная степь)

углекислого кальция. При наиболее высоких степенях засоления и при большой интенсивности и длительности соленакопления в почвенной толще сернокислые соли отходят на второй план и начинают преобладать хлориды натрия (рис. 12).

Роль растительного покрова

Значительная часть легкорастворимых соединений появляется в поверхностных и почвенных водах лишь после того, как эти соединения пройдут биологическое поглощение низшими и высшими растительными организмами и после того, как ткани этих организмов минерализуются.

Подсчеты Вернадского показали, что живое вещество способствует глубокому изменению соотношений в продуктах выветривания и почвообразования, а также в природных водах таких обильно поглощаемых организмами элементов, как Ca, K, P, S — с одной стороны, и мало потребляемых — Na, Mg, Cl — с другой. Деятельность живого вещества приводит в конечном счете к относительному разделению этих групп элементов. Первая группа задерживается и накапливается в элювиальных областях, в толщах осадочных пород и почвенных горизонтах, в то время как вторая группа образует легкорастворимые соединения и уходит с водными потоками к океану или бессточным внутриматериковым депрессиям, аккумулируясь в них в результате испарения природных вод.

Растительный покров играет очень большую роль в солевом режиме почв и в образовании солончаков. Эта роль сложна и противоречива. Густой покров травянистой растительности ослабляет испарение почвенно-грунтовых вод с поверхности, так как корни поглощают влагу на транспирацию. Это ослабляет процессы накопления солей в верхнем горизонте почвы.

После отмирания корневая система растений обогащает почву гумусом, что способствует улучшению структуры почвы и увеличению ее некапиллярной порозности. Это в свою очередь приводит к ослаблению интенсивности восходящих капиллярных растворов и ведет к ослаблению как испарения почвенно-грунтовых вод с поверхности, так и соленакопления в верхних горизонтах почв. Этим объясняется, почему хороший покров злаково-разнотравной луговой растительности на поймах и дельтах рек, т. е. на территориях, склонных к естественному засолению, способствует длительной задержке процессов соленакопления и препятствует образованию солончаков на лугах.

Уничтожение растительного покрова меняет естественный водно-солевой режим. Капиллярные растворы почвенно-грунтовых вод поднимаются до самой поверхности, где и испаряются, оставляя соли в почве. В итоге на местах уничтожения луговой растительности происходит быстрое образование солончаковых почв.

Подобные явления наблюдаются на солончаковых лугах Западной Сибири, на лугах нижнего течения Волги и вообще во всех дельтах аридных зон.

В аридных условиях территории, используемые для пастбищ скота, и полосы вдоль дорог, утратившие естественный покров луговой растительности, дерновый и верхний почвенный горизонт, быстро (за 15—20 лет) засоляются, превращаясь в солончаки.

Аналогичную роль играет культурная растительность в орошаемом земледелии, особенно многолетние травы в правильном севообороте. Хороший травостой люцерны в орошаемых условиях воспроизводит все положительные элементы воздействия естественной растительности на улучшение структуры почвы и ее водно-солевого режима, ослабляет испарение и засоление поверхности почвы.

Однако процессы соленакопления под покровом растительности не только не прекращаются, но могут и усиливаться. Растительный покров ежегодно транспирирует до 10 000—20 000 м³/га почвенно-грунтовых вод. Транспирируется растениями чистая вода, растворенные же в ней соли почти полностью остаются в почвенном растворе и в грунтовой воде.

Накопление солей этим путем, однако, происходит не в самых поверхностных горизонтах (как это происходит при отсутствии растительного покрова), а во всей корнеобитаемой толще почвы и в верхних слоях грунтовой воды. Поэтому абсолютная скорость соленакопления в верхних слоях почвы под покровом трав всегда несравненно меньше, чем на оголенной поверхности. С определенного момента количество солей в грунтовых водах достигает таких больших размеров, что происходит отмирание луговой растительности. После этого начинается господство процессов прямого испарения почвенно-грунтовых вод и соленакопление в почве ускоряется.

Необходимо также учитывать, что растительность может влиять на миграцию солей путем поглощения их и освобождения после отмирания. Как химический состав, так и количество минеральных веществ, вовлекаемых растительностью в биологический круговорот, подвержены существенным колебаниям. Растительность северных лугов содержит 2—3% золы, тогда как травы русских степей характеризуются зольностью порядка 5—8%. При этом в составе золы преобладают соединения кремнезема, кальция, калия и фосфора.

Галофитные растения полупустынь и особенно солончаков отличаются высокой зольностью (до 30—50%) и значительным относительным накоплением в составе зольных веществ соединений натрия и хлора при одновременном относительном уменьшении доли соединений серы, кремнезема, фосфора, кальция и калия.

На рис. 13 показано, что растительность степей задерживает в своем зольном веществе кремнезем, серу, фосфор, калий, как бы отсеивая их от более подвижных соединений, таких как хлориды и сульфаты натрия, входящие в состав золы галофитов.

Поскольку среднегодовой химический снос с материков в мировой океан составляет 26 т/км², то можно заключить, что среднегодовое вовлечение минеральных веществ растительными организмами соизмеримо с этой величиной, составляя приблизительно 30 т/км² суши (для условий степей и пустынь).

Таким образом, химический состав речных, озерных и грунтовых вод обуславливается в значительной степени жизнедеятельностью растительных организмов бассейнов питания.

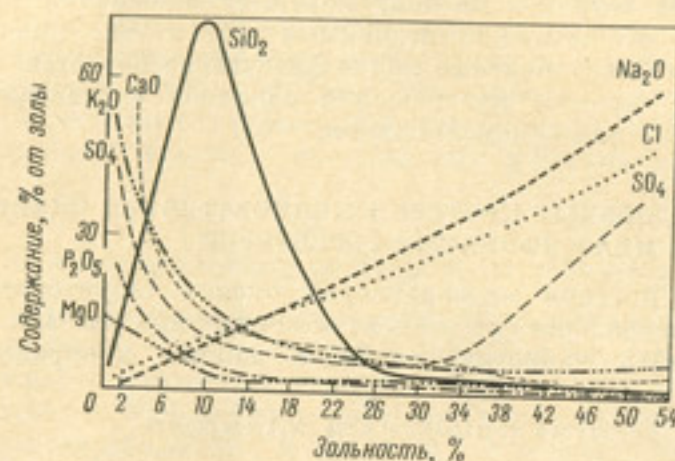


Рис. 13. Порядок изменения содержания минеральных компонентов в золе травянистых растений СССР

Роль биогенного поступления минеральных веществ в почвенные горизонты не может, однако, конкурировать с величиной обильного притока солей от грунтовых вод при близком залегании последних. Испарение и транспирация почвенно-грунтовых вод при залегании их на глубине 2,5—3 м может составить 10 000—20 000 м³/га в год. В результате этого почва может получить за сезон 100—200 т/га химических осадков. Биогенный же приток солей даже у галофитов не превышает 500—1000 кг/га.

Таким образом, в почвах грунтового увлажнения размер накопления и состав легкорастворимых солей определяются в основном испарением и транспирацией грунтовых вод. Растительный покров не может засолить почву, на которой он произрастает, продуктами минерализации своих тканей.

В условиях автоморфного почвообразования (т. е. без грунтовых вод, доставляющих минеральные вещества в верхние горизонты почвы) растительный покров является определяющим фактором в формировании химизма почвы.

В этих условиях источником растворимых соединений и солей в почвенных горизонтах (кроме солей, выпадающих из атмосферы) являются вещества, которые поглощаются корнями растений

и освобождаются в верхних горизонтах почвы. При этом в почвенных горизонтах аккумулируются наиболее ценные для растений элементы: калий, кальций, сера и фосфор. В то же время происходят существенные изменения физико-химических и химических свойств почвы. Щелочные бесструктурные и малоплодородные почвы, формирующиеся из солончаковых почв на ранних стадиях рассоления (такры, солонцы, солонцеватые почвы) под воздействием растительного покрова утрачивают щелочность, теряют поглощенные натрий и магний, которые замещаются кальцием и калием, обогащаются питательными элементами, приобретают структуру и благоприятные водно-физические свойства. Это так называемый процесс превращения солонцов в степные почвы («остепнения») или самомелиорации.

ОСНОВНЫЕ КРИТЕРИИ МЕЛИОРАТИВНОЙ ОЦЕНКИ И КЛАССИФИКАЦИИ ТЕРРИТОРИЙ

Критерии мелиоративной оценки территории многочисленны, разнообразны и зависят от конкретных условий. Мы рассмотрим лишь немногие, наиболее важные и определяющие.

Степень аридности климата

Важнейшими элементами климата, которые должны быть учтены при прогнозе процессов засоления и необходимости промывок и дренажа орошаемых почв, являются сухость, температура, величина годового испарения, количество и распределение атмосферных осадков. Необходимо различать по крайней мере три основных типа климата, широко представленных на суше.

Жаркие сухие (абсолютные) пустыни, где атмосферных осадков практически нет, господствует испарение и где орошение является единственным условием, при котором возможно возделывание земель. На таких территориях почвообразующие породы, почвы и грунтовые воды будут всегда засолены, притом часто в весьма большой степени (пустыни Чили и Перу, Северной Африки, Центральной Азии). Орошение в таких условиях вызывает весьма глубокие изменения в геохимии и гидрологии почв, вследствие чего почти всегда приходится осуществлять мероприятия по борьбе с засолением.

Полупустыни, сухие степи и саванны, подобные степям Южного Поволжья и Казахстана, сероземным равнинам Узбекистана, побережью Средиземного моря, южным переходным областям Сахары, центральным районам Чили и северо-западным районам Аргентины.

Здесь ежегодно выпадает 150—300 мм осадков. При наличии естественного дренажа это приводит к развитию процессов рассоления. Орошение играет существенную роль в изменении гидро-

гического режима и нередко усиливает естественные процессы рассоления. Однако при плохом естественном дренаже местности здесь также образуются засоленные почвы и грунтовые воды и может развиваться сильное вторичное засоление.

Степи, пустыни, пампасы, саванны, прерии, подверженные периодическим засухам, но имеющие достаточно высокое количество атмосферных осадков (500—700 мм в год). Обычно такие территории характеризуются незасоленными, изредка слабозасоленными почвами и грунтовыми водами, но иногда и в этом поясе могут быть небольшие местные пятна засоленных или щелочных почв. Орошение здесь является дополнением к естественным атмосферным осадкам и, как правило, усиливает процессы рассоления почв. Однако иногда может развиваться вторичное заболачивание орошенных земель и на отдельных участках усиливаться щелочность.

Геоморфология, рельеф и литология

Второй группой весьма существенных показателей для оценки территории с точки зрения прогноза опасности засоления и необходимости дренажа является геоморфология, рельеф и литология местности. Необходимо разобраться в генезисе и направлении развития ландшафта в целом и его крупных частей в отдельности. Подобный анализ территории дает большие возможности для общей оценки степени естественной дренированности и для предвидения влияния длительного орошения на грунтовые воды и геохимию солей.

Ценность геоморфологических исследований, в отличие от чисто топографических, которые, конечно, важны для любого проекта ирригации или дренажа, заключается в том, что они позволяют предвидеть возможное распределение почв и современных отложений как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Они помогают почвоведу выявить закономерности распределения почвенных типов и геологического строения. Это касается, например, распространения, мощности и характера галечников, песков и глин, подстилающих почвы и имеющих важное значение для проблем орошения и дренажа. Геоморфологические исследования дают представление об условиях местности и служат весьма ценной предварительной основой для районирования территории и планирования исследований.

О геоморфологии можно с полным основанием сказать, что там, где инженер должен уделять особое внимание каждому участку, будь то дамба, створ канала или дрены, и поэтому тщательно исследовать обстановку с помощью бурения или другими средствами, геоморфология допускает некоторое, в приемлемых пределах, обобщение. Это обобщение в свою очередь позволяет лучше разработать программу дальнейших исследований, т. е. наметить места

и створы для буровых точек и расстояние между станциями при топографических работах. Оно дает предварительные данные о пригодности местности для гидротехнических сооружений, уровне паводка, местоположении возможных геологических нарушений и т. д.

Оросительные системы привязаны обычно к рекам как источникам водоснабжения. С другой стороны, равнинный рельеф местности значительно удешевляет строительство и работу оросительных систем. Поэтому большая часть древних оросительных систем и многие вновь построенные и проектируемые располагаются на обширных аллювиальных и дельтово-аллювиальных равнинах: приморских и приозерных дельтах, континентальных (сухих) дельтах, аллювиальных террасах разного уровня, дельто-аллювиально-пролювиальных конусах выносов горных потоков. Рельеф во всех этих случаях более или менее равнинный, но литология подстилающих пород, условия естественного дренажа и циркуляция грунтовых вод, а также процессы соленакопления весьма различны.

Приморские дельты, особенно в районах больших приливов, наиболее неблагоприятны из-за широкого развития процессов естественного засоления. Необходим интенсивный искусственный дренаж, чтобы предотвратить эту опасность. Условия в приозерных дельтах, континентальных дельтах, низких речных террасах, на периферии сухих дельт и конусов выноса несколько благоприятнее, но в засушливом климате они, как правило, также подвержены интенсивному природному засолению и при орошении должны дренироваться для обеспечения свободной циркуляции потока грунтовых вод.

Древние аллювиально-дельтовые равнины, а также высокие речные террасы, поднятые на значительную высоту современной тектонической деятельностью, могут иметь глубоко залегающие грунтовые воды. Однако в засушливом климате эти ландшафты всегда характеризуются остаточной засоленностью почв и минерализованными грунтовыми водами. Если подстилающие породы представлены галечниками и проницаемыми песками, то орошение часто усиливает процессы рассоления, и плодородие орошаемых почв поддерживается на высоком уровне. В этих ландшафтах искусственный дренаж совершенно не нужен. Но если древние аллювиальные равнины и древнедельтовые равнины (в жарком пустынном засушливом климате) сложены малопроницаемыми суглинками и глинами, то при орошении весьма часто соленые грунтовые воды приближаются к критическому уровню и наступает сильное вторичное засоление (и даже заболачивание) почв. Поэтому при освоении таких территорий приходится предусматривать строительство дренажа выборочно или сплошь через некоторый период времени после начала орошения.

По мере роста индустриализации и технической оснащенности оросительных систем, развития строительства высоких плотин и

насосных установок создавалась возможность подачи оросительных вод в такие геоморфологические районы, где в прошлом орошение было невозможно: высокие древние террасы, предгорные равнины и высокие водораздельные равнины. Надо иметь в виду общее правило: чем выше расположена территория (или часть территории), предназначенная для орошения, тем с большей вероятностью можно считать эту территорию более древней и тем чаще можно ожидать в подстилающих породах наличие галечников и песков. Поверхность таких территорий будет сильнее расчленена гидрографической сетью. Это значит, что она будет иметь лучшие условия естественной дренированности и будет поэтому менее подвержена вторичному засолению при орошении. Конечно, и в этих случаях бывают исключения, обусловленные геологической и геохимической историей ландшафта. Однако, как правило, высокие водораздельные и предгорные равнины, высокие древние террасы, горные склоны и дельтавиальные равнины не нуждаются в искусственном дренаже, так как они обеспечены естественным дренажем.

Гидрологические и почвенные условия

Весьма важным критерием для оценки местности с точки зрения прогноза опасности засоления являются гидрологические условия ландшафта. Особенно важно разобраться в связях наземных и подземных (грунтовых) вод. Необходимо выяснить, является ли существующая сеть рек, потоков, оврагов и т. д. дренирующей, отводящей грунтовые воды местности, или же, напротив, гидрографическая сеть питает грунтовые воды суши путем инфильтрации через русла. В первом случае баланс грунтовых вод регулируется естественным дренажем, и поэтому возможно бездренажное орошение всей местности или ее части. Во втором случае грунтовые воды территории подперты и их баланс регулируется испарением и транспирацией (например, в дельтах), процессы естественного засоления почв господствуют и поэтому орошение должно сразу же проектироваться на основе применения глубокого дренажа.

В древних абсолютных пустынях может быть третий случай, когда уровень грунтовых вод лежит очень глубоко (50—75 м) и когда инфильтрация из рек не сказывается на питании грунтовых вод, а подземные пространства иссохших грунтов представляют собой практически неограниченный резервуар для поглощения фильтрационных вод из оросительной системы без угрозы засоления или заболачивания почв (пример такого явления можно найти в пустынях Латинской Америки, Северной Африки и Центральной Азии). В этих случаях бездренажное орошение может продолжаться 20—40 лет без каких-либо признаков вторичного засоления. Этот срок можно продлить при правильном водопользовании, особенно при гидроизоляции на каналах. Но если потери фильтра-

ационных вод велики, а внутренний отток вод, теряемых оросительной системой, мал, то грунтовые воды высокой солености подойдут в конце концов к поверхности и возникает необходимость строительства дренажа.

Все соображения, высказанные выше, относятся к нормальным оросительным водам, имеющим минерализацию порядка 0,2—1,0 г/л. Если же оросительные воды имеют повышенную минерализацию (4—5 г/л), то в засушливом климате и тем более в жарких пустынях потребуются введение промывного типа орошения для удаления солей, накапливающихся в почве при испарении поливных вод. В этих случаях возможность бездренажного орошения будет ограничена лишь особо высокопроницаемыми песчаными и каменистыми почвами. Во всех остальных случаях при использовании для поливов минерализованных вод необходимо вместе с оросительной системой осуществлять строительство дренажной сети.

Не менее важное значение в ирригационной оценке территории имеет характер подземных вод: их происхождение (глубинно-напорное, боковой приток, местная инфильтрация), химический состав: пресные — до 1—2 г/л, слабоминерализованные — до 4—6 г/л, минерализованные — до 12—15 г/л, рассолы — до 25—50 г/л, крепкие рассолы — до 100—300 г/л, тип циркуляции и баланс (регулируемый испарением, регулируемый испарением и транспирацией, регулируемый транспирацией и оттоком, регулируемый оттоком).

Объектом орошения, мелиорации и сельскохозяйственного производства являются почвы. Поэтому особо важное значение принадлежит почвенному покрову, который должен оцениваться в совокупности с другими природными условиями, определяющими процессы естественного соленакопления. Важное значение в оценке мелиоративных свойств почвы имеет механический состав, степень дисперсности и природа илистой части почвы, важны также физико-химические свойства и агрохимические показатели. Необходимо также выявлять и специфические особенности почв: мощность гумусового и мелкоземистого слоя, наличие хардиенов и других прослоек с неблагоприятными свойствами, ограничивающими проведение планировок, промывок, поливов и т. д.

Необходимо установить общий характер господствующего солевого баланса местности и почв: общее современное засоление, остаточное древнее засоление (реликтовое), частичное локальное засоление на общем фоне рассоления, стабильное засоление при транзитном типе баланса солей, глубокое древнее рассоление и т. д. Если территория уже орошается, следует разобраться, является ли засоление природным, бывшим до орошения, или же, напротив, вторичным, появившимся после орошения.

Все упомянутые выше факторы комбинируются весьма сложно, но вполне закономерно, и это облегчает задачу с точки зрения вы-

бора наиболее эффективных и экономически выгодных объектов орошения.

Применяя критерии, рассмотренные выше, можно сгруппировать ландшафты в самом общем виде в несколько категорий по степени естественной дренированности, легкости освоения и стабильности плодородия почв. Ниже в сжатом виде рассматриваются основные группы ландшафтов орошаемых территорий для природных зон, где засоление является постоянным элементом.

ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ЛАНДШАФТОВ ОРОШАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Зона сухих степей, саванн и пампасов

Территории, обеспеченные естественным дренажем

Эта группа ландшафтов включает в себя предгорные и высокие водораздельные равнины, расчлененные овражной и речной сетью. В одних случаях это древние аллювиальные равнины ледникового и послеледникового времени, преобразованные тектоникой и эрозийными процессами (районы Украины, Аргентины), в других случаях — древние делювиальные равнины, сформированные у основания пологих склонов горных сооружений (территория Южного Урала, область моренного Заволжья, Южный Казахстан). Эта группа включает в себя также древние аллювиальные и делювиальные равнины, которые в последующем подверглись эпейрогеническим поднятиям и расчленению (Западное Предкавказье, Приманьчские равнины, Ставропольская возвышенность).

В большинстве случаев почвенный покров этих территорий представлен развитыми зональными почвами: коричневыми, темными сероземами, черноземами, темно-каштановыми и каштановыми. Почвы, как правило, не подвержены процессам современного засоления, лишь в подпочвенных горизонтах, на глубине 50—150 см, имеются небольшие количества остаточных солей. Среди южных черноземов и каштановых почв нередки пятна солонцов. В целом эти ландшафты переживают в настоящую эпоху интенсивное и сильное рассоление. Пресные грунтовые воды обычно залегают на значительных глубинах порядка 10—30 м; лишь иногда грунтовые воды имеют высокую минерализацию (Причерноморье).

Орошение, которое, как правило, может осуществляться без дренажа, усиливает естественные процессы рассоления. Однако оно сопровождается повышением уровня грунтовых вод и усилением их оттока к различного рода понижениям, балкам и террасам речных долин. В результате на таких участках возможно выклинивание грунтовых вод с развитием местного заболачивания

и засоления. С такими явлениями следует бороться путем облицовки каналов, расчистки балок и усиления стока по естественным дренам.

Территории с недостаточным естественным дренажем

Равнины и низменности

Местности такого типа представляют собой обычно древние аллювиальные равнины, приморские равнины и приморские низменности, не подвергшиеся эпейрогеническим поднятиям и последующему эрозионному расчленению (например, Венгерская низменность, равнины Салине Гранде в Аргентине, Прикаспийская низменность, Южная Украина, Западно-Сибирская низменность, Присивашская низменность). Подобные территории в сравнительно недавнем прошлом пережили процессы интенсивного соленакпления, которое продолжается в депрессиях рельефа и сейчас. В подпочвенных горизонтах и грунтовых водах этих районов сосредоточены значительные запасы солей. Грунтовые воды характеризуются слабым оттоком и относительно высокой минерализацией. В настоящее время эти местности вступили в период рассоления, но рассоление имеет лишь начальный характер. Грунтовые воды, залегающие на глубине 5—8 м, могут за 2—3 года орошения подняться и восстановить процессы засоления.

Почвенный покров таких территорий бывает представлен луговыми и лугово-черноземными, остаточн-солончаковатыми и солонцеватыми каштановыми почвами в комплексе с солончаковатыми солонцами. Местные понижения макрорельефа обычно занимают солончаковатые почвы с близкими минерализованными грунтовыми водами. Орошение больших территорий сопровождается подъемом грунтовых вод, вследствие чего процессы начального рассоления здесь могут смениться процессами засоления. Засоление в первую очередь будет охватывать различного рода понижения мезорельефа, где грунтовые воды раньше приблизятся к поверхности. Однако и по размерам и по интенсивности процессы засоления орошаемых почв здесь не будут приобретать столь значительных размеров, как при орошении в зоне пустынь, так как величина испарения здесь редко превышает 500—600 мм. Расходы поливной воды на орошение здесь не очень значительны, так как доля сезонных атмосферных осадков достаточно велика. Однако в практике орошаемого земледелия известны случаи вторичного засоления подобных территорий. Опасность засоления будет особенно велика в зоне необлицованных крупных ирригационных каналов, теряющих большие массы воды на фильтрацию. Фильтрация из ирригационной сети может обусловить интенсивное засоление прилегающих территорий. Поэтому во многих случаях необходимо осуществлять систему мероприятий по предупреждению вторичного за-

соления почв, а также мероприятия по ликвидации остаточной засоленности почв. Основное в этой системе — строительство глубокого дренажа и облицовка каналов.

Одновременно должны осуществляться мероприятия по мелиорации солонцов.

На почвах, содержащих неглубоко залегающий гипс, а в некоторых случаях и карбонаты кальция, возможно использовать метод глубокой плантажной вспашки, предложенной В. А. Ковдой и А. Ф. Большаковым (1937), И. Н. Антиповым-Каратаевым (1940) и другими.

Террасы рек

В засушливых районах степной зоны Украины, Крыма, Кавказа, Поволжья и Казахстана широко распространено использование вод местного стока для сооружения небольших водоемов с целью орошения почв речных террас. Небольшие оросительные системы встречаются на террасах малых рек в Чили и Аргентине. Террасы рек, будучи более молодыми образованиями, чем водораздельные равнины, отличаются большей степенью остаточного засоления. Но, с другой стороны, часть террас, имеющих обрывистые высокие склоны к реке, обеспечена хорошим естественным дренажем. Таковы вторые и третьи террасы малых рек бассейна Волги. Однако почвы таких участков, далеко отстоящих от реки, характеризуются часто высокой остаточной засоленностью материнской породы, большим процентом солонцовых пятен и минерализованными грунтовыми водами (10—20 г/л) при глубине залегания 6—10 м. Особенно повышена остаточная засоленность вторых речных террас.

Во всех случаях почвенный покров и мелиоративные условия третьих террас более благоприятны, чем вторых террас, где грунтовые воды обычно ближе, а остаточные запасы солей больше. Создание плотин и водоемов на малых реках часто вызывает подтопление почвенно-грунтовых вод в верхнем бьефе и развитие местного засоления. Такого рода явления широко известны в практике орошения на местном стоке. В тех случаях, когда на речных террасах были построены крупные необлицованные каналы, а водозабор плохо контролировался, на террасах происходил подъем грунтовых вод и развитие процессов засоления и заболачивания. Отрицательные явления подобного рода наблюдаются на небольших оросительных системах Поволжья. В тех случаях, когда культура орошаемого земледелия поддерживается на высоком уровне, естественная дренированность вторых и особенно третьих террас обеспечивает необходимый отток почвенно-грунтовых вод. В таких местах уровень почвенно-грунтовых вод после некоторого повышения стабилизируется благодаря усилению оттока. Такие благоприятные условия сложились, например, на крупном орошае-

мом опытным массиве в районе г. Малоузенска. Процессы вторичного засоления здесь не проявились.

Можно считать, что почвенно-мелиоративные условия ниже плотин на второй и третьей террасах рек всегда более благоприятны для орошения, чем выше плотины. Здесь могут потребоваться лишь мероприятия по мелиорации солонцов, тогда как при сплошном освоении поверхности речных террас нужно будет применять весь комплекс профилактических мер, направленных на предотвращение процессов засоления. На вторых и первых террасах, имеющих более застойные и более минерализованные грунтовые воды, может также потребоваться местный частичный дренаж.

Ландшафты, не обеспеченные естественным дренажем

Дельты и террасы в устьях рек, поймы рек, а также нижние ступени первых надпойменных речных террас в зонах сухих степей и саванн подвержены в той или иной форме процессам современного соленакопления. Как правило, засоление здесь протекает на темных луговых и лугово-болотных почвах и соли представлены главным образом сульфатами, бикарбонатами или их смесью. Грунтовые воды невысокой минерализации, до 4—7 г/л, и залегают на глубине 2—5 м. Засоленные почвы обычно представлены луговыми содовыми солончаками, пятнами содово-сульфатных и реже хлоридно-сульфатных солончаков. Примерами таких ландшафтов являются поймы и нижние террасы рек Волги и Урала, дельты и нижние террасы рек Дона, Кубани, Дуная, Тисы и Сакраменто. Лучшие земельные массивы представлены здесь темными высокоплодородными луговыми почвами без признаков засоления. Но, с другой стороны, разного рода депрессии, древние загленившие русла, высыхающие болота и т. п. часто засолены, так как они совершенно не обеспечены естественным дренажем.

Для освоения территорий такого типа под орошаемое земледелие потребуется целый ряд сложных мероприятий: защита от паводков, дренаж и промывки почв, борьба с солонцеватостью. Эти мероприятия достаточно дороги, поэтому целесообразнее засоленные массивы исключить из фондов земель, предназначенных к орошению в таких ландшафтах.

Рассмотрев в целом возможности развития степных ландшафтов, можно видеть, что процессы естественного и вторичного засоления в этой зоне имеют наименьшее и главным образом местное значение. Ведущее место в организации орошаемого земледелия должно принадлежать правильной агротехнике и системе профилактических мероприятий, направленных на предотвращение заболачивания, хотя должное внимание нужно уделить борьбе со щелочностью, с солонцами и солонцеватыми почвами. В качестве местного мероприятия по борьбе с засолением используют дренаж.

Зоны полупустынь и пустынь

Ландшафты, обеспеченные естественным дренажем

Хорошо дренированные высокие суглинистые и лессовые равнины на галечниках и песках (предгорные равнины вдоль горных цепей Кавказа, Средней Азии и Анд)

Почвенный покров таких ландшафтов чаще всего представлен бурыми степными почвами и сероземами, серо-коричневыми почвами со слабыми признаками остаточного засоления. Засоление почв при орошении здесь совершенно исключается. Необходимыми мелиоративными мероприятиями могут быть профилактика просадочных явлений, предотвращение ирригационной эрозии и избыточных потерь на фильтрацию.

Древние пролювиально-аллювиальные подгорные равнины и верхние речные террасы (Самаркандский и Ташкентский оазисы, верхние террасы Ферганской долины)

Грунтовые воды залегают здесь на значительной глубине и имеют общий хороший отток. При орошении уровень грунтовых вод может несколько подняться, но обычно остается на глубине, исключающей взаимодействие грунтовых вод с почвами. Солевой баланс подобных ландшафтов как при орошении, так и до орошения направлен в сторону глубокого рассоления. Грубые нарушения водопользования могут иногда вызвать заболачивание, а в отдельных случаях и слабое засоление расположенных ниже территорий.

Нижние пойменные и надпойменные террасы в среднем и верхнем течении рек (часть Восточной Ферганы, нижние террасы горных рек Чирчик, Зеравшан, Сурхан-Дарья и др.)

На этих территориях наблюдается высокое стояние естественных грунтовых вод и в ряде случаев выклинивание их на поверхность. Однако песчано-галечниковые грунты и общий свободный отток по уклону местности в речные русла исключает повышение минерализации грунтовых вод, а также существенное засоление почв. Баланс грунтовых вод при этом в основном определяется оттоком и лишь в незначительной части транспирацией и испарением. Солевой баланс складывается благоприятно, несмо-

тра на расход части грунтовых вод на испарение. Общий отток выводит из почв и грунтовых вод накапливающиеся в небольших количествах легкорастворимые соли. Происходит лишь частичное обогащение почв труднорастворимыми соединениями, главным образом углекислым кальцием, отчасти гипсом. При орошении потери воды на фильтрацию, а также другие нарушения в системе водопользования могут вызывать заболачивание некоторых участков, засоление почв в этих случаях встречается редко даже при орошении.

Главнейшими мероприятиями мелиоративного порядка должны быть: всемерная борьба с фильтрацией, рациональное и экономное водопользование. Водопользование должно зависеть от уровня пресных грунтовых вод, которые могут быть использованы растениями.

В целях борьбы с заболачиванием могут рекомендоваться вертикальный дренаж, мелкие дрены и коллекторы. Глубокий дренаж в таких случаях нерационален, так как может вызвать пересушку почв, что увеличит расход воды для орошения.

Ландшафты, имеющие недостаточный естественный дренаж

Верхние (вторые и третьи) террасы рек, древнеаллювиальные и древнеделювиальные равнины

Эта группа включает вторые и третьи террасы рек и соответствующие им аллювиальные и пролювиальные равнины (Голландная степь, Мильская степь, террасы рек Вахша, Аракса, Тигра, Евфрата и др.). Грунтовые воды до орошения располагаются здесь на глубинах 5—10, иногда 15 м, а в понижениях мезорельефа нередко не глубже 2—5 м, с минерализацией до 10—15 г/л. Грунтовые воды имеют общий слабый отток к естественным дренам, которыми чаще всего являются речные артерии. Имеется также частичный местный отток к депрессиям рельефа. Баланс грунтовых вод на приподнятых элементах рельефа в естественных условиях регулируется слабым оттоком, а также транспирацией; в пониженных местах — в основном транспирацией и испарением с поверхности почвы. Солевой баланс территории до орошения в целом может быть направлен в сторону общего медленного рассоления при наличии локального засоления бессточных понижений мезорельефа. Почвы, грунты и грунтовые воды характеризуются значительной остаточной засоленностью. В условиях самотечного орошения почти всегда наблюдается быстрый подъем грунтовых вод.

При обычных остаточных запасах солей в грунтовых водах и подпочвах в этом случае развивается значительное вторичное засоление. Вначале оно проявляется вдоль каналов, а затем распространяется на остальные территории. В бессточных плоских понижениях рельефа засоление обычно прогрессирует и в конце кон-

цов достигает значительных размеров. Слабый естественный отток грунтовых вод не в состоянии предотвратить засоление, однако оно проявляется в более ослабленной форме, чем в оазисах, полностью лишенных оттока грунтовых вод.

Как показал опыт, борьба за экономное водопользование, за устранение питания грунтовых вод из ирригационной сети и на полях здесь при всей эффективности не решает полностью проблемы рассоления. Для рассоления необходимо создание сети глубоких дрен.

Нижние террасы и аллювиальные равнины в среднем и нижнем течении рек

Ландшафты этого типа расположены либо на молодых пойменных поверхностях, либо на древнеозерных отложениях, возникших при разработке речной долины (Бухарский оазис, Чарджоу-Фарабский оазис, Центральная Фергана и др.). Располагаясь относительно низко, эти территории подвержены косвенному воздействию наводков, так как грунтовые воды большую часть года могут подпитываться со стороны реки. Поэтому уровень грунтовых вод здесь находится близко к поверхности (1—3 м). Баланс в приходной части определяется фильтрацией из реки и оросительной сети, а в расходной части регулируется испарением, транспирацией и слабым оттоком на расположенные ниже участки. В отдельных случаях происходит периодическое (в период наиболее низких меженных отметок в реке) дренирование грунтовых вод рекой.

В подобных ландшафтах происходит медленное общее соленакопление. Однако наличие слабого постоянного естественного оттока может обусловить такое положение, когда приток и отток хлористых солей окажется примерно одинаковым. В этих случаях в целом на территории оазиса увеличения запасов хлоридов может не быть, за исключением отдельных замкнутых понижений. В отношении же сульфатов солевой баланс таких территорий обычно складывается положительно, т. е. происходит медленный общий рост их запасов внутри ландшафта.

Несмотря на высокий уровень грунтовых вод минерализация их, как правило, оказывается невысокой. Соленакопление наблюдается преимущественно в верхних слоях почв и имеет главным образом сульфатный характер. Приречные и повышенные участки нередко рассолены или подвержены слабому засолению. Сильное соленакопление происходит в удаленных от реки понижениях и по периферическим частям оазиса, куда солевые массы отжимаются фильтрационными речными водами и водами, теряющимися из оросительной сети. Связанное с орошением повышение уровня грунтовых вод может вызвать усиление их отточности, но в еще большей степени это повышение приводит к росту испарения. В ре-

зультате при бездренажном орошении солевой баланс в целом становится еще более неблагоприятным. Вместе с тем орошение усиливает естественную тенденцию к опреснению приречной зоны и повышенных участков и возрастанию засоленности понижений и периферических пространств.

Опыт Чарджоуского оазиса на Аму-Дарье, а также ряда других ирригационных объектов свидетельствует о том, что при высоком коэффициенте земельного использования освоение подобных территорий вызывает необходимость устройства сети коллекторов и глубоких дрен. Большое значение должно иметь также снижение фильтрационных потерь из оросительной сети и широкое использование так называемого биологического дренажа, для которого здесь имеются достаточные возможности. Что касается специфических мероприятий, то должна предусматриваться защита ирригационных объектов от паводковых вод.

Ландшафты, не имеющие естественного дренажа

Области такого типа включают в себя сухие приозерные и приморские дельты. Последние в свою очередь могут быть подразделены на дельты бесприливных внутренних водоемов и дельты, подвергающиеся воздействию морских приливов.

Сухие дельты

Сюда относятся Бухарский, Каракульский, Кашка-Дарьинский, Ширабадский, Сохский, Исфаринский, Мургабский, Тедженский оазисы в Средней Азии, Геок-Чай, Бодгар-Чай и другие оазисы в Закавказье.

Верхние участки сухих дельт сложены с поверхности или с небольшой глубины грубообломочным материалом, нередко галечником. В средней части дельты могут преобладать песчаные отложения, а в нижних частях (по периферии) — суглинки и глины. При этом закономерно меняется глубина залегания и состав грунтовых вод. На участках, сложенных галечниками, грунтовые воды легко пополняются из реки и также легко движутся вниз по уклону. Уровень их при этом нередко оказывается на значительной глубине, а минерализация примерно такая же, как у речной воды. При смене галечников более мелкозернистыми отложениями грунтовые воды приближаются к поверхности и часто выклиниваются в виде пресных или очень мало минерализованных родниковых вод. Ниже по конусу выноса грунтовые воды рассеиваются на все возрастающей площади конуса и вновь погружаются. На периферических частях благодаря наличию суглинистых отложений поток грунтовых вод задерживается и практически полностью расходуется на испарение и транспирацию. Минерализация грунтовых вод достигает здесь наибольших величин (80—100 г/л).

Поскольку в процессе движения к периферии грунтовые воды расходуются на испарение и транспирацию, происходит усложнение и дифференциация их солевого состава. В средней части сухих дельт в грунтовых водах и грунтах аккумулируются преимущественно сульфаты; в нижних, периферических частях — хлориды. Верхние части конусов выноса и сухих дельт обычно не подвержены засолению.

Мелиоративная обстановка на различных участках сухой дельты резко различается. Можно говорить о трех зонах в пределах сухой дельты. В верхней зоне засоление отсутствует. В средней зоне встречается слабое, реже среднее засоление, преимущественно сульфатного типа (иногда содово-сульфатное); наряду с этим здесь иногда наблюдается очаговое заболачивание. В нижней, периферической зоне, как правило, подверженной сильному засолению, трудно устранить неблагоприятные свойства почвогрунтов.

Можно было бы думать, что мелиоративные мероприятия для каждой из этих зон могут быть совершенно самостоятельными. Для верхней, в частности, имел бы значение кольматаж галечников; для средней — устройство дренажа в местах повышенного засоления и одновременно использование выклинивающихся грунтовых вод на орошение; и, наконец, в нижней — интенсивный дренаж и промывки. Однако все зоны сухой дельты имеют общий источник питания грунтовых вод из реки или каналов (по преимуществу в верхней части дельты, где грунтовые воды залегают глубоко). В результате движения грунтовых вод к периферическим частям сухой дельты, испарения и транспирации состав грунтовых вод постепенно и закономерно изменяется, обуславливая соответственно изменения мелиоративных мероприятий, применяемых в каждой зоне.

Очевидно, что, нарушая тем или иным образом естественный баланс грунтовых вод в верхних участках сухой дельты (например, путем каптирования грунтовых вод в средней части конуса), мы тем самым создаем более благоприятную мелиоративную обстановку в расположенных ниже частях дельты. В связи с этим в условиях сухих дельт каждое мелиоративное мероприятие должно применяться с учетом его влияния на соседние территории или на область в целом. Почвенно-мелиоративные меры в этих условиях следует осуществлять комплексно. Сюда включаются: всемерное сокращение потерь речной и оросительной воды на всей территории дельты и особенно в верхней, галечниковой ее части; каптирование пресных и слабоминерализованных грунтовых вод в средних частях сухих дельт для орошения дополнительных площадей. Это мероприятие, помимо ликвидации заболачивания, должно вызвать постепенное снижение уровня грунтовых вод в ниже расположенных частях дельты. Наконец, в засоленной зоне необходимы предупреждение дальнейшего роста засоленных

площадей и ликвидация солончаков. Это может быть достигнуто путем промывок и устройства развитой глубокой дренажно-коллекторной сети с отводом минерализованных грунтовых вод за пределы территории.

Приморские дельты

Приморские дельты бесприливных водоемов. Сюда относятся дельты Терека, Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи, Куры и др. Здесь, как и в сухих дельтах, мелиоративная обстановка закономерно меняется от вершины дельты к ее прибрежному краю.

Однако в этом случае отмечается меньшая стабильность и меньшие различия между внутренними районами дельты. Это связано с закономерностями их формирования: приморские дельты постоянно выдвигаются в сторону водоема, образуя все новые участки суши; русла рек в дельтах часто и значительно перемещаются. Приморские дельты являются областями непрерывно идущей аккумуляции песка, пыли, ила и легкорастворимых солей.

Грунтовые воды в таких дельтах повсеместно стоят высоко (1—3 м от поверхности); они имеют круглогодичное питание со стороны реки, дельтовых озер, а также и со стороны моря. Общего оттока они не имеют; расход их осуществляется в основном за счет испарения и транспирации при наличии слабого местного оттока и перераспределения по мезорельефу. Минерализация грунтовых вод обычно отличается пестротой, но в целом довольно значительная (до 40—80 г/л).

Основным элементом ландшафта каждой приморской дельты являются русловые повышения (вдоль действующих или отмерших русел), сложенные супесчаными и песчаными отложениями, и междельтовые плоские понижения, сложенные суглинисто-глинистыми породами или весьма тяжелыми соленосными глинами. В зависимости от размеров рек и дельт, а также дельтовых русел и протоков, размеры повышенных форм мезорельефа и пониженных плоских впадин могут сильно варьировать (от сотен квадратных метров до многих гектаров). Супесчаные русловые отложения имеют более глубокие, всегда менее минерализованные грунтовые воды и незасоленные или слабозасоленные почвы. В междельтовых плоских понижениях грунтовые воды залегают ближе к поверхности и, как правило, более минерализованы.

В мелиоративном отношении наиболее благоприятными элементами ландшафта дельты будут древние русловые повышения, на которых обычно располагаются орошаемые земли с высоким устойчивым плодородием. Междельтовые впадины представляют собой неблагоприятный объект для освоения, так как сильно засолены и легко подвергаются вторичному засолению. В междельтовых депрессиях часто развиваются такыры и солончаки. Часто

междельтовые депрессии в обводненной части дельт заняты болотами или озерами (ильмени), либо глубоко выдвигающимися из моря солеными заливами и лагунами.

Солевой баланс приморских дельт направлен в сторону общего соленакпления. При этом в связи с постоянным образованием новых участков дельты он имеет специфические черты. Отчасти в связи с этой особенностью, отчасти в связи с характером режима грунтовых вод приморские дельты также могут быть разделены в почвенно-мелиоративном отношении на несколько зон.

Молодые участки дельты характеризуются, как правило, отсутствием засоления, но подвержены заболачиванию; они нередко сложены песчаными устьевыми наносами, не прошедшими еще стадии коагулирования наносами паводков. В сельском хозяйстве подобные территории чаще всего используются как естественные пастбища и могут также служить для выращивания грубых зеленых кормов (молодой тростник).

Средние части дельты обычно сильно подвержены воздействию потока минерализованных грунтовых вод, продвигающихся в молодые части дельты, и отличаются наиболее высокой засоленностью почв и грунтовых вод. Здесь нередко наблюдается сплошное засоление почв, борьба с которым представляет наибольшие трудности. В бездренажных условиях орошение в прошлом было развито на очень малых участках. Такое земледелие приводило к дальнейшему засолению неиспользуемых пространств. Ликвидация засоления и повышение коэффициента земельного использования требуют осуществления капитальных мелиораций: создания разветвленной глубокой коллекторной и дренажной сети и проведения повторных промывок солончаковых почв большим количеством воды. Дренажное должно охватывать более или менее равномерно всю площадь средней части дельты. Основные дренажные сооружения следует приурочить к понижениям мезорельефа. Последнее особенно целесообразно в том случае, когда территория уже подвергалась бездренажному освоению и основные солевые запасы отеснены от повышенных участков с ирригационной сетью к мезопонижениям. При улучшении территории такого типа наиболее эффективен орошаемый рис.

Верхние части дельт и дельтовые равнины также имеют свою специфику. Если приморская дельтовая равнина достаточно обширна, то в силу естественных причин, а также в результате орошения, действие которого в этом случае совпадает с естественной направленностью явлений, ядро минерализованного грунтового потока (общего для всей дельтово-аллювиальной равнины) в средней части дельты может иметь смешанный состав. В верхних участках, как и в сухой дельте, в большинстве случаев оказываются более молодые звенья этого потока. Поэтому в верхних частях дельты минерализация грунтовых вод может быть более низкой, чем в средней. Могут иметь место также различия в химическом

составе. Верхним частям дельт нередко свойственна большая сульфатность, чем средним. Поэтому при освоении земель верхней части дельты возможна более разреженная коллекторно-дренажная сеть и промывки почв меньшими нормами.

Однако общие принципы освоения остаются одинаковыми в обоих случаях. Полностью сохраняется необходимость борьбы с фильтрацией и потерями оросительной воды, а также защиты от паводков.

Освоение приморских дельт при отсутствии дренажа всегда основывалось на очень низком коэффициенте земельного использования. Если не считать заболоченных пространств, этот коэффициент оказывается самым низким в средних частях дельт (0,2—0,3) и несколько более высоким в верхних частях (0,3—0,4).

Приморские дельты, подверженные действию приливов. Сюда относятся дельты рек, впадающих в моря, связанные с мировым океаном, — дельты Нила, Тигра — Евфрата, Ляохэ, Хуанхэ и др.

По геоморфологическому устройству, гидрогеологии и почвенному покрову приморские дельты, подверженные действию приливов, имеют много общего с дельтами рек, впадающих во внутриматериковые бесприливные моря и озера. Поэтому мелиоративный анализ и общую оценку территории, которые даны нами для приморских дельт, можно переносить в общем и на дельты, подверженные действию приливов. Однако специфические природные особенности дельт этого типа заставляют еще раз подчеркнуть неблагоприятные черты их гидрогеологии и геохимии с точки зрения интересов орошаемого хозяйства.

Воды многих внутренних водоемов, таких, как Каспий, Арал и др., характеризуются значительно меньшей минерализацией, чем воды океана и связанных непосредственно с ним морей. Поэтому формирование почв дельт, подверженных влиянию приливов, происходит под воздействием более минерализованных растворов. В результате этого запасы легкорастворимых солей, в числе которых преобладает хлористый натрий, здесь более высоки.

Так как всякая дельта растет путем отложения тонкозернистых наносов, приносимых приливами, то в приморских дельтах, подверженных влиянию приливов, в глубинных дельтово-морских отложениях могут находиться погребенные морские растворы. Если в дельтах внутриматериковых водоемов соли со стороны водоемов поступают на сушу лишь с помощью ветров, влияние которых ограничено, то в рассматриваемых дельтах морские приливы способствуют систематическому поступлению морских вод в глубь суши, особенно в междуречные понижения, а также в русла дельтовых протоков. Прямое влияние приливов, особенно совпадающих с тайфунами, в Восточном Китае сказывается на 10—15 км в глубь суши. Кроме того, косвенное влияние приливов через подпор грунтовых

вод наблюдается еще на протяжении 20—30 км, что способствует росту общего соленакопления.

В приморской суши, подверженной действию приливов, различаются три-четыре зоны соленакопления. Ближайшая к морю полоса ежедневно подвергается действию приливов. Почвообразование здесь нарушено затоплением и размывающим действием приливов и отливов. В этой полосе господствуют солончаки, лишенные растительности. Далее идет полоса, где прямое влияние морских вод отмечается не ежедневно, а лишь при исключительно высоких приливах. Ширина этой полосы может достигать также нескольких километров; здесь обычно формируются наиболее высокоминерализованные грунтовые воды с концентрацией порядка 30—70 г/л, почвы — лугово-солончакового типа и солончаки.

Далее идет третья полоса, где приливы сказываются косвенно, через подтопление русловых протоков и заливов. Здесь также широко представлены лугово-солончаковые почвы с высокоминерализованными грунтовыми водами, концентрации порядка 25—35 г/л. Наконец, еще дальше от береговой зоны идет обширная полоса косвенного влияния приливов через подпор грунтовых вод. Здесь развиты солончаковатые и слабосолончаковатые почвы с грунтовыми водами, имеющими минерализацию порядка 15—20 г/л. За этой полосой идет дельтово-аллювиальная равнина с лугово-солончаковыми и луговыми почвами. Основным элементом ландшафта таких равнин является постоянное сочетание древнерусловых опесчаненных повышений с опресненными почвами и грунтовыми водами и плоских междуречных понижений с суглинисто-глинистыми солончаковыми и лугово-солончаковыми почвами и минерализованными грунтовыми водами.

Из приведенного описания ясно, что мелиоративная обстановка в дельтах, подверженных действию приливов, будет улучшаться по мере удаления от береговой зоны. Все мелиоративные рекомендации для приморских дельт внутренних водоемов сохраняются для дельт, подверженных действию приливов. Однако здесь необходимо осуществлять также определенные дополнительные профилактические и мелиоративные мероприятия, имеющие специфический характер.

Как показал опыт Китая, при необходимости освоения территорий, расположенных в непосредственной близости к зоне приливов, следует сооружать вдоль морского берега крупные дамбы, чтобы оградить сушу от приливов. Дренажная сеть в приморских дельтах открывается в море или в протоки, подверженные действию приливов, поэтому возникает необходимость защищать магистральные коллекторы от поступления морских вод в период приливов. В Восточном Китае это делается с помощью сооружения мощных шлюзов — ворот, закрывающихся в период приливов и открывающихся при отливах.

Ввиду того что приливы подпирать грунтовые воды на всем пространстве обширных приморских равнин, степень дренирования в дельтах такого типа приходится существенно увеличивать для борьбы с суточным подъемом соленых грунтовых вод.

Во всех приморских дельтах постоянной угрозой являются катастрофические наводнения, вызываемые тем, что русла и берега рек в дельтах обычно расположены значительно выше остальной суши. В дельтах рек Восточного Китая это выражено особенно резко. Поэтому как в дельтах внутренних морей, так и в приморских дельтах, подверженных действию приливов, важнейшим мероприятием по созданию устойчивых условий для земледелия является ликвидация угрозы наводнений. Для этого требуется сооружение защитных дамб вдоль реки и ее притоков в дополнение к дамбам вдоль побережья. На Аму-Дарье, Хуанхэ и многих других реках защитные дамбы высотой в несколько метров тянутся на сотни километров. Для отвода дренажных и возможных паводковых вод может понадобиться также создание насосных станций.

Почвообразовательные процессы и мелиоративная обстановка в приморских дельтах, подверженных воздействию приливов, недостаточно исследованы, несмотря на большое хозяйственное значение дельт этого типа. Разработка теории почвообразования в дельтах и системы мелиоративных мероприятий для них является одной из важнейших научных проблем будущего.

Глава IV

ВОДНЫЙ И СОЛЕВОЙ БАЛАНС МЕСТНОСТИ И ОРОШАЕМЫХ ПОЧВ

Миграция, распределение и накопление солей на суше определяются в основном характером водного баланса территорий. Солевой и водный баланс одной и той же территории тесно связаны и должны изучаться параллельно. В мировой литературе по геохимии, почвоведению, гидрологии установились понятия о так называемом бессточном ландшафте, т. е. о таком типе территории, в котором объем и массы приходящих солевых растворов превышают их отток. С идеей водно-солевого баланса связаны и представления о так называемом естественно дренированном ландшафте, в котором поверхностный и подземный отток солевых растворов равен или больше притока воды и солей.

Орошение и водные мелиорации представляют собой сознательное воздействие на те или иные элементы водного и солевого баланса местности, поля или почвы. Проектирование новых оросительных систем и водных мелиораций почв должно базироваться на знании естественного водно-солевого баланса территории и на хотя бы приближенном прогнозе (оценке) водно-солевого баланса территории после осуществления мелиоративных мероприятий.

Проблема изучения водно-солевого баланса ландшафтов и почв была осознана полностью лишь в 20—30-х годах нашего века. Многие стороны этой проблемы разработаны лишь схематично и представляют собой объекты разнообразных исследований и опытов в будущем. Но уже и в настоящей, несовершенной форме метод водно-солевых балансов играет весьма существенную роль в научном обосновании проектирования оросительных мелиораций.

Проблема водных балансов суши привлекала внимание таких ученых, как П. В. Отоцкий, А. Н. Костяков, М. А. Великанов. В 30 и 40-х годах исследование водно-солевого баланса неорошаемых и орошаемых почв, подвергшихся засолению, было широко развернуто Почвенным институтом им. В. В. Докучаева (А. А. Роде, В. А. Ковда, С. И. Долгов, А. Ф. Большаков), научными учреждениями Азербайджана (Н. А. Беседнов,

В. Р. Волобуев), Узбекистана (М. М. Крылов, С. Н. Рыжов, В. М. Легостаев, Н. М. Решеткина), Таджикистана (И. Н. Антипов-Каратаев, П. А. Керзум, О. А. Грабовская).

Основные выводы, сделанные на основе работ автора настоящей главы и других исследователей, были опубликованы раньше. В настоящем обзоре мы ограничиваемся лишь кратким разбором вопросов водного и солевого баланса грунтовых вод и почв в аспекте борьбы с засолением и заболачиванием почв при орошении.

ЭЛЕМЕНТЫ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД

Баланс грунтовых вод можно определить как количественное соотношение их прихода и расхода за определенный отрезок времени. Можно различить следующие формы баланса грунтовых вод:

1. Вековой, имеющий геологическую продолжительность и связанный с формированием геоморфологии местности.
2. Периодический (циклический), обычно охватывающий отрезки времени порядка 11—25 лет и связанный с периодичностью в активности солнца.
3. Годичный, укладываемый в годовой гидрологический цикл территории.
4. Межполивной, охватывающий короткие отрезки времени между поливами.

Здесь мы рассмотрим баланс грунтовых вод годичного и межполивного циклов, хотя в отдельных случаях нам придется учитывать периодические и вековые циклы динамики грунтовых вод.

Как показали исследования последних десяти лет, изменения в грунтовых водах, в той части, в какой они учитываются непосредственно в практике орошения и мелиорации засоленных почв, затрагивают толщи водоносных горизонтов в десятки и сотни метров. Всего лишь 15—20 лет назад предполагалось, что процесс засоления и заболачивания почв связан с влиянием самого верхнего (приповерхностного) горизонта грунтовых вод. А 30—35 лет назад роль грунтовых вод и их баланса в понимании процессов формирования засоленных и заболоченных почв и в разработке методов их мелиорации вообще учитывалась очень редко или не учитывалась вовсе.

Примем в дальнейшем, что все формы поступлений (питания) грунтовых вод будут обозначаться индексом I . Все виды расхода грунтовых вод в дальнейшем будут обозначаться как Q . Простейшими случаями годового баланса грунтовых вод будут следующие три:

1. Приход компенсируется расходом, когда $I = Q$.
2. Приход не компенсируется расходом и превышает расход, т. е. $I > Q$.
3. Расход превышает приход, т. е. $I < Q$.

В первом случае объем и уровень грунтовых вод из года в год колеблются примерно в одних и тех же пределах. Во втором случае объем и уровень грунтовых вод имеют тенденцию к повышению. В третьем случае запас и уровень грунтовых вод снижаются.

Солевой баланс территорий этих трех типов будет совершенно различным. Но основные различия в типах солевого баланса будут зависеть прежде всего от характера элементов, слагающих приходные и особенно расходные статьи баланса грунтовых вод.

Важнейшие составные элементы питания грунтовых вод (I) будут следующие.

1. В неорошаемых условиях: питание от атмосферных осадков — I_r (включая конденсацию), инфильтрация из русел рек и при разливах I_{in} , питание с боковым потоком грунтовых вод I_{gw} , питание с восходящим потоком от артезианских вод I_{aw} .

2. В условиях орошаемой территории отмеченные элементы питания грунтовых вод сохраняют полностью свое значение; дополнительную, исключительно важную роль будут играть такие поступления, как инфильтрация в ирригационных каналах I_{inc} ; инфильтрация из водохранилищ I_{stp} ; инфильтрация на поливных и промывных полях I_{ir} ; инфильтрация сбросных вод I_w .

Важнейшие составные элементы расхода грунтовых вод (Q) будут следующие.

1. В неорошаемых условиях: боковой отток грунтовых вод — Q_{gw} ; транспирация растительностью Q_t ; испарение через почву Q_e .

Очень часто при практической оценке баланса грунтовых вод трудно разделить их расход на испарение и транспирацию. В этих случаях приходится говорить о суммарном испарении. Эту величину можно обозначить индексом Q_{te} .

2. В условиях орошаемой территории с работающими дренажными сооружениями появляются дополнительные статьи расхода грунтовых вод на отток в дрены Q_d .

Таким образом, пренебрегая некоторыми статьями прихода и расхода (конденсация, усвоение организмами, адсорбирование и т. д.), баланс грунтовых вод можно было бы выразить в следующем виде.

1. Для неорошаемых территорий

$$I_r + I_{in} + I_{gw} + I_{aw} \geq Q_{gw} + Q_t + Q_e.$$

2. Для орошаемых территорий

$$I_r + I_{in} + I_{gw} + I_{aw} + I_{inc} + I_{stp} + I_{ir} + I_w \geq Q_{gw} + Q_t + Q_e + Q_d.$$

Запасы грунтовых вод, динамика их уровня и особенно их химический состав зависят в прямой степени от соотношения элементов, слагающих I и Q . Определяющее значение в динамике химизма грунтовых вод принадлежит соотношению в расходе грунто-

вых вод величин оттока, транспирации и испарения. Это положение было сформулировано нами в 1941—1947 гг. и вошло в почвенную литературу как общепризнанное. Как будет видно ниже, катастрофические явления вторичного засоления орошаемых почв или их вторичного заболачивания в большинстве случаев связаны с явлениями резкой декомпенсации баланса грунтовых вод, вызванной ошибками проектирования и эксплуатации оросительных систем.

Количественной оценке элементов баланса грунтовых вод неорошаемых и орошаемых территорий засушливых зон посвящена обширная литература на многих языках. Подробная информация по этому вопросу дана в монографии В. А. Ковды (1946, 1947). Здесь количественные пределы приходных и расходных статей баланса грунтовых вод даются в обобщенном виде.

Приходная часть

Поступления от атмосферных осадков. Засушливые зоны, как известно, характеризуются малым количеством атмосферных осадков, обычно менее 100—300 мм в год. Ввиду того что почвы таких областей крайне пересушены, размеры реальных поступлений атмосферных осадков в грунтовые воды, как правило, невелики. Чем более засушливый климат, тем меньше величина такого рода поступлений. В типичных пустынях Центральной Азии, Северной Африки или Латинской Америки атмосферные осадки практически не участвуют в питании грунтовых вод, исключая лишь отдельные годы. Правда, в резко континентальных областях путем внутрипочвенной конденсации водных паров возможно образование в год до 500—600 мм воды, питающей капиллярные и грунтовые воды.

Инфильтрация через русло рек. Речные артерии могут терять значительные объемы воды на фильтрацию и на питание грунтовых вод прилегающих территорий. Чем более проницаемы породы, лежащие русло и долину рек, тем относительно большей будет инфильтрация. В условиях сухих дельт и конусов выноса в Средней Азии питание грунтовых вод за счет фильтрации через русло рек может достигать 40—80 м³/сек. По подсчетам С. М. Миркина, в дельте Мургаба питание из реки составляет ежегодно до 20 мм. В дельте Куры-Аракса в Азербайджане ежегодный приток инфильтрационных вод составляет до 150 мм (данные В. В. Егорова). Питающее влияние рек Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи прослеживается на расстоянии 5—7 км. В косвенной форме питающее влияние Аму-Дарьи сказывается на десятки километров. Подсчитано, что каждый гектар дельты Аму-Дарьи получает ежегодно до 400—500 м³ воды за счет инфильтрации из русла реки.

Инфильтрационные поступления через ирригационную сеть. При транспорте ирригационной воды через сеть оросительных ка-

налов, не имеющих противофильтрационной защиты (изоляции), большие объемы оросительной воды теряются на фильтрацию через дно и стенки каналов. В зависимости от проницаемости грунтов и почв, а также от объемов, скорости движения подаваемой воды и технического состояния каналов потери на фильтрацию в них могут составлять от 30 до 60% объема воды, поступающей в главные водозаборные сооружения оросительной системы. Поэтому на орошаемых территориях динамика уровня и химизм грунтовых вод теснейшим образом связаны с инфильтрацией воды в каналах. Размеры среднегодовых поступлений инфильтрационных вод через каналы в водоносные горизонты в различных условиях колеблются от 240 до 700 мм, т. е. от 2400 до 7000 м³/га.

Фильтрационные воды со стороны каналов вызывают повышение уровня грунтовых вод и образуют местные подземные потоки, направленные в сторону от каналов к понижениям рельефа. Облицовка каналов цементом, битумом или другими покрытиями значительно уменьшает потери на фильтрацию, но не исключает их полностью. Так, после гидроизоляции цементными плитами каналы будут терять до 8—10% транспортируемой воды. Потери на фильтрацию могут быть исключены только в тех случаях, если оросительная сеть будет полностью закрыта в цементные, пластиковые или металлические лотки или трубы.

Существенным источником питания грунтовых вод является иногда инфильтрация избыточных, «сбросных» и дренажных вод из переполненных водоотводящих каналов.

Влияние инфильтрации из водохранилищ. Там, где в речных долинах сооружаются большие водохранилища, неизбежно происходит круглогодичная фильтрация вод с постепенным распространением на все большие площади окружающей территории. Небольшие водохранилища за несколько лет могут вызвать подъем грунтовых вод на расстоянии 250—300 м. Крупные водохранилища, построенные на больших реках, подобных Куре, Волге, могут распространять влияние на несколько километров, вызывая местный региональный подъем уровня грунтовых вод.

Поступления от оросительных вод на полях. Каждый полив доставляет на поле на менее 800—1000 м³/га воды, т. е. слой, равный 80—100 мм. Нередко на поля подается значительно большее количество оросительной воды — до 1500—1700 м³/га. Применяемые в практике хозяйства нормы поливов в полтора, два, а иногда и в три раза превышают предполивную водоемкость и вододерживающую способность почвы. В итоге за вегетационный период на питание грунтовых вод избыточными поливными водами может уходить 10—15%, а иногда и до 20% объема воды, поступающей в главное водозаборное сооружение.

В тех случаях, когда орошение осуществлено методами дождевания, потери поливной воды на фильтрацию на полях будут наименьшими. Однако многие растения нуждаются в таких больших

объемах оросительной воды, которые не могут быть обеспечены методами дождевания. Например, при орошении риса практикуются оросительные нормы воды не менее 20 000 м³/га, а часто 40 000—60 000 м³/га. Возделывание риса является мощным источником поступления оросительных вод в водоносные горизонты, что вызывает весьма резкое повышение уровня грунтовой воды на полях.

Когда для целей мелиорации засоленных почв приходится производить их промывку, на поля подаются объемы воды, намного превышающие водоудерживающую способность почвы, например 7000—10 000—15 000 м³/га. В данном случае специально ставится задача с помощью искусственно вызванной инфильтрации вымыть соли из верхних горизонтов почвы в грунтовые воды. Естественно, что при этом происходит интенсивное питание грунтовых вод и повышение их уровня.

Влияние избыточных сбросных и промывных вод. В тех случаях, когда не ведется планирования водопользования, оросительные системы забирают значительно больше воды, чем требуется для орошения. Каналы используются часто для хозяйственного водоснабжения, для водопоя и т. д. Недоиспользованная вода сбрасывается на пустующие пониженные территории оросительных систем. Во всех этих случаях, хотя часть сбросных вод испаряется, основные массы их пополняют запасы грунтовых вод на окружающей территории.

Поступления от наводковых вод. Как известно, большинство рек земного шара имеет периодические разливы, затопляющие иногда не только пойменную террасу долины, но и обширные пространства первой и второй террас. В предгорных равнинах Средней Азии или же в Северной Индии и Пакистане наблюдаются разливы и наводнения, вызываемые стоком небольших горных рек. Наводнения сопровождаются интенсивным питанием грунтовых вод на прилегающих территориях. Иногда это может вызывать повышение уровня грунтовых вод на обширных пространствах на период до 2—3 лет, пока не произойдет их постепенное испарение и отток.

Сравнивая геохимическое значение вод разного происхождения в притоке легкорастворимых солей в почвы, необходимо отметить, что атмосферные осадки приносят с собой весьма мало растворимых солей. Речные воды, как правило, вносят в почвы и грунтовые воды значительное количество легкорастворимых солей. Однако решающим фактором в притоке и перераспределении легкорастворимых солей в почвах являются поступления, связанные с движением самих подземных вод.

Боковой поток. Боковое движение грунтовых вод отличается значительно меньшими скоростями, чем движение поверхностных вод на склонах или в реках. Тем не менее в результате геологической длительности движения подземных вод боковой поток их имеет исключительно большое значение в балансе грунтовых вод и в геохимических последствиях для почв. В гравелистых и галеч-

никовых породах скорость движения грунтового потока может достигать 50—60 м/сутки. В таких условиях приток практически равен оттоку и поэтому обычно засоление самих грунтовых вод и почв произойти не может, все растворимые соли легко уносятся грунтовым потоком. Но суглинистые и глинистые грунты обладают малыми скоростями бокового движения грунтового потока, порядка 1 м/сутки, а во многих случаях лишь нескольких метров в год. В таких условиях боковой приток подземных вод со стороны соседнего водоносного горизонта или района может вызвать значительное накопление подземных вод, повышение их уровня, явления заболачивания и засоления почв. Подсчеты применительно к условиям Кавказа и Средней Азии показывают, что боковой поток грунтовых вод из соседних районов может достигать 50—60 мм, а иногда 100—150 мм/год. Так как минерализация грунтовых вод в десятки и сотни раз выше, чем минерализация речных вод, то несмотря на малые объемы приходящих вод боковой поток может быть весьма грозным фактором в притоке и накоплении легкорастворимых токсических солей.

Источники бокового притока грунтовых вод должны быть изучены и проанализированы в каждом отдельном случае. Их происхождение может быть связано с инфильтрацией со стороны рек, водохранилищ, оросительных каналов или со стороны питающих центров, расположенных в более высоких орографических районах.

Восходящий приток из глубоких горизонтов. В специфических условиях рельефа (межгорные долины, депрессии, периферия предгорных равнин и т. д.) большое значение в питании почвенно-грунтовых вод принадлежит восходящему притоку из глубоких горизонтов порядка десятков и сотен метров. Во многих случаях грунтовые воды обладают напором (пьезометрическим эффектом). Если водоупорные, водонепроницаемые горизонты кровли вскрыты буровыми скважинами, то установившийся уровень грунтовых вод, обладающих гидродинамическим напором, оказывается значительно выше, чем уровень первого горизонта грунтовых вод. Нередко напорные воды выходят на поверхность в виде фонтанов.

В таких условиях существует, хотя и слабое, но непрерывное восходящее движение подземных вод через водоносные и водоупорные горизонты. В отдельных случаях, когда глубинные горизонты осадочных пород сложены галечниками и с поверхности перекрыты суглинками, создаются особенно благоприятные условия для восходящего питания почвенно-грунтовых вод. Уровень грунтовых вод, амплитуда их сезонного колебания, химизм в таких условиях зависят теснейшим образом от притока и испарения глубинных напорных вод.

Размеры годового притока напорных вод к поверхности нелегко определить. Прямыми и косвенными методами было установлено, что в некоторых районах Голодной степи в Узбекистане

ежегодное напорное питание почвенно-грунтовых вод составляет около 100 мм. По отношению ко всем остальным статьям прихода баланса грунтовых вод это составляет до 20—30% общего притока (Крылов, 1959). Районы, затронутые в большей или меньшей степени притоком восходящих напорных вод, могут подвергаться интенсивному заболачиванию и засолению, с которым бороться довольно сложно. Особенно это усложняется, если напорные подземные воды отличаются высокой минерализацией порядка 10—30 г/л.

Примеры резко выраженного засоления обширных территорий под влиянием восходящих соленых напорных подземных вод можно встретить в Центральном Азербайджане, в Западной Туркмении. Здесь высокоминерализованные подземные воды поступают под давлением на поверхность через трещины кровли, размытых антиклиналей. Иногда даже наблюдается явление так называемого грязевого вулканизма. В тех случаях, когда процесс соленакопления на территории обязан постоянному испарению сравнительно пресных восходящих напорных грунтовых вод, формируется своеобразная стратификация подземных вод по солености. Верхние слои напорных грунтовых вод обладают наивысшей соленостью — до 50—70 г/л. Глубокие горизонты водоносной толщи, по которой происходит восходящий поток подземных вод, обладают сравнительно невысокой и однородной минерализацией — около 2—3 г/л. Это связано с тем, что в подобных районах водообмен и циркуляция водных масс в водоносных горизонтах происходит главным образом в вертикальном направлении под влиянием гидродинамических напоров и расхода подземных вод на транспирацию и испарение.

В табл. 13 иллюстрируется относительное значение источников питания грунтовых вод в некоторых районах Средней Азии.

Таблица 13

Значение источников питания грунтовых вод некоторых орошаемых районов межгорных впадин (% общего питания)
по М. М. Крылову

Район исследования	Воды ирригационной сети	Поливы и промывка почв	Подземный приток	Атмосферные осадки
Голодная степь	47—75	18—24	19—30	9—11
Ферганская долина				
галечниковая часть области конусов выноса	81	13	4	2
зона выклинивания грунтовых вод области конусов выноса	10	—	88	2

Расходная часть

Подземный боковой отток грунтовых вод. Это одна из важнейших статей расходной части баланса грунтовых вод. Если боковой подземный отток покрывает весь приток грунтовых вод или большую его часть, то такой тип баланса, называемый нами компенсированным оттоком, следует признать наиболее благоприятным с практической точки зрения для орошаемого хозяйства. Этот тип баланса может быть выражен следующим индексом: $I = Q_{\text{отт}}$. Для территорий, характеризующихся этим типом баланса грунтовых вод, прогноз процессов естественного или вторичного засоления в большинстве случаев может быть благоприятным.

В каких случаях в природных условиях и в практике орошаемого земледелия может складываться баланс грунтовых вод этого типа и когда он нарушается (декомпенсируется?).

а. *Глубокое залегание грунтовых вод.* Грунтовые воды залегают на глубине, большей чем потенциальная высота капиллярного поднятия (глубже 6—8 м). Испарение грунтовых вод через почву практически не происходит. Глубокий уровень грунтовых вод может вызываться либо сухостью климата, либо высокой степенью естественной дренированности местности благодаря наличию развитой врезанной гидрографической сети. Такие условия могут наблюдаться на высоких древних террасах, на водоразделах, предгорных равнинах. Если испарение грунтовых вод не происходит и если отток в большей или меньшей мере компенсирует их подземный приток, то активное соленакопление в почвах будет практически отсутствовать и будут развиваться процессы рассоления. Исключение, конечно, составляют остаточные засоленные почвы (сухие солончаки), унаследованные от прошлого гидроморфного режима в пустынях.

б. *Высокая водопроницаемость водоносного горизонта.* В тех случаях, когда водоносный горизонт сложен гравием или песком, обладающими высоким коэффициентом фильтрации, даже при близком (как и при глубоком) уровне залегания грунтовых вод циркуляция последних оказывается настолько интенсивной, что территории этого типа характеризуются компенсированным балансом грунтовых вод, в котором отток практически полностью покрывает их приток.

Такие условия могут складываться на конусах выносов в предгорных равнинах, на аллювиальных и пойменных террасах рек. И в этих случаях процессы соленакопления не будут выражены; наоборот, будут формироваться высокоплодородные незасоленные влажные луговые почвы.

Расход грунтовых вод на подземный отток будет тем больше, чем выше естественная водопроницаемость водоносных грунтов.

Ниже мы приводим данные о скорости грунтового потока для разных водоносных горизонтов:

Галечники	30—50 м /сутки
Щебень и гравий	20—30 »
Крупнозернистый песок	10—15 »
Мелкозернистый песок	3—5 »
Лёссовидные суглинки	0,2—1 »
Глины	1,2 м/год
Тяжелые пластические глины	0

Определение величин бокового оттока грунтовых вод является сложной гидрогеологической задачей. Методы этих исследований нами здесь не рассматриваются, так как они приводятся в специальных руководствах. Возможные размеры бокового оттока грунтовых вод для территории СССР иллюстрируются следующими примерами.

Так, по нашим расчетам (1946 г.), вероятный отток грунтовых вод в русло Сыр-Дарьи на территории Голодной степи составлял примерно 600—900 м³/год. Следует признать эту величину очень малой. Естественно, что Голодная степь в процессе ирригации подвергалась вторичному засолению, так как фильтрационные потери, питающие грунтовые воды, не компенсировались соответствующим оттоком.

Несравненно выше величина оттока грунтовых вод в другом орошаемом районе Советской Средней Азии — в бассейне реки Зеравшан (Самарканд и др.). Здесь, по подсчетам В. Л. Шульца, происходит непрерывный интенсивный отток грунтовых вод в сторону реки, полностью компенсирующий все формы их притока и питания — 50 м³/сек. Это объясняется тем, что бассейн р. Зеравшан в его среднем течении сложен галечниками и песками, которые перекрывают высокопроницаемыми лёссами. Известно, что эта территория за тысячелетнюю историю никогда не подвергалась вторичному засолению или заболачиванию. К этому же типу территорий относится Ташкентский орошаемый оазис.

в. *Декомпенсация притока грунтовых вод.* Иногда после начала деятельности оросительной системы питание грунтовых вод настолько увеличивается, что естественный отток $Q_{гв}$ не обеспечивает вывода избыточно поступающих вод. В этом случае $I > Q$, что и будет признаком декомпенсации баланса грунтовых вод, которая выразится в накоплении дополнительных объемов и в повышении уровня грунтовых вод. Декомпенсация баланса грунтовых вод является грозным признаком опасности заболачивания и засоления. В таких случаях требуются срочные меры по уменьшению питания грунтовых вод и по строительству искусственного дренажа.

Декомпенсация режима грунтовых вод может наступить и в естественных условиях в результате разливов, после ряда влажных лет и т. д.

г. *Строительство дренажа.* Чтобы усилить отток соленых грунтовых вод и обеспечить компенсацию их притока оттоком в целях ликвидации процессов засоления, строятся те или иные виды дренажа. Дренаж увеличивает отток и циркуляцию соленых грунтовых вод с постепенной заменой их пресными. В конечном итоге приток грунтовых вод будет компенсирован искусственным дренажным оттоком. Так как дренажные воды всегда значительно минерализованы, эффект дренажа в солевом балансе будет очень высоким.

Расход грунтовых вод на испарение. Это весьма важная статья баланса грунтовых вод. Однако почвенно-геохимическое значение фактора испарения в балансе грунтовых вод совершенно противоположно значению фактора подземного оттока. Солевой баланс территории, где господствует испарительный тип баланса грунтовых вод, направлен в сторону непрерывного соленакпления. Если в расходных статьях баланса грунтовых вод испарение занимает главное место и практически полностью покрывает все формы притока подземных вод, то в этом случае баланс грунтовых вод будет также относиться к компенсированному типу. Но фактором компенсации в данном случае будет уже не подземный отток грунтовых вод, а испарение их через почвенную толщу. Таким образом, этот тип баланса грунтовых вод может быть выражен индексом $I = Q_e$. Геохимическим следствием баланса грунтовых вод, компенсируемого испарением, будет резко выраженное возрастающее засоление почвы, водоносного горизонта и увеличение минерализации самих грунтовых вод.

Расход грунтовых вод по преимуществу на испарение будет сопровождаться ростом их минерализации, засолением грунта и почвенного профиля, независимо от того, будет ли происходить питание грунтовых вод главным образом со стороны (боковой приток) или снизу под влиянием гидростатического давления. Если при этом капиллярная кайма выклинивается на поверхность, соленакпление будет происходить с образованием наиболее резко выраженной формы засоленных почв — солончаков.

Интенсивность испарения грунтовых вод, как известно, тем выше, чем ближе их уровень к поверхности, чем выше капиллярная проводимость грунта (особенно лёссовых и пылеватых суглинков) и чем суше климат. Интенсивность испарения грунтовых вод весьма сильно зависит от характера грунтов. В песках и тяжелых глинах фактическая высота капиллярного поднятия будет очень низкой — 0,5—1,5 м, поэтому расход грунтовых вод на испарение в песчаных и тяжелоглинистых почвах может осуществляться лишь в том случае, если грунтовые воды залегают выше этого уровня.

Ниже приводится глубина залегания уровня грунтовых вод в метрах, на которой практически прекращается их расход на испарение через почву.

Лёссы, пылеватые суглинки	3,5—4,0
Средние суглинки	3,0
Тяжелые суглинки	2,0
Тяжелые глины	1,2—1,5
Пески	0,5—1,2

Слоистые аллювиальные отложения (особенно с небольшими песчаными прослойками) обычно обладают большей высотой капиллярного поднятия, чем однородные грунты.

Нужно иметь в виду, что по мере возрастания концентрации грунтовых вод растет их вязкость и уменьшается скорость их расхода на испарение. Если грунтовые воды с концентрацией до 10 г/л испаряются практически с той же интенсивностью, как и обычные речные воды с концентрацией 0,2—1 г/л, то растворы с концентрацией 30 или 50 г/л характеризуются меньшей интенсивностью испарения в тех же условиях на 10—15%; растворы же с концентрацией 70—100 г/л имеют интенсивность испарения меньше на 50—60%. При концентрации растворов 200—300 г/л их испарение происходит лишь в наиболее сухое время года и может сопровождаться конденсацией атмосферных паров и разбавлением раствора.

Это необычайно важное явление в геохимии процессов соле-накопления объясняет, почему параллельно с ростом минерализации грунтовых вод и засоленности почв происходит неизбежное и ничем не сдерживаемое приближение соленых грунтовых вод к поверхности.

Испарительный тип баланса грунтовых вод, т. е. когда $I = Q_e$ в чистом виде складывается сравнительно редко, в условиях бессточных естественно недренированных территорий, таких, как приморские дельты рек и их поймы, низменности и депрессии, низкие побережья озер, заливов и морей. Чаще же испарение грунтовых вод сочетается в тех или иных формах и размерах с расходом на сток и транспирацию.

Расход грунтовых вод на испарение является с практической точки зрения потерей полезных вод для хозяйства, так как испарившиеся воды не участвуют в формировании урожая. Расход грунтовых вод на транспирацию является процессом продуктивным, так как при этом грунтовые воды используются растениями для формирования их урожая.

Глубина, с которой те или иные растения могут использовать грунтовые воды или их капиллярную кайму на транспирацию, зависит в весьма большей степени от природы самих растений. Считается, что кустарники и древесная растительность транспирируют опресненные воды с глубин порядка 10—15 м. Такие культурные

растения, как свекла, хлопчатник, люцерна могут использовать грунтовые воды с глубины 2—5 м.

Расход грунтовых вод на транспирацию зависит также от степени их минерализации. В общем виде чем больше концентрированы грунтовые воды, тем меньше их физиологическая ценность и тем меньше они могут быть использованы растениями для роста и формирования урожая. Почвенные и грунтовые воды, имеющие концентрацию больше 12—15 г/л, как правило, угнетают сельскохозяйственные растения и мало используются ими. Исключение составляют растения, относящиеся к группе галофитов, которые используют рассолы с концентрацией 30—50 г/л.

Расход грунтовых вод на транспирацию зависит также от густоты стояния растений на полях, от величины их урожая. Чем больше густота стояния, чем выше урожай, тем больший суммарный объем воды транспирируется растениями. Расход грунтовых вод на транспирацию зависит от фазы развития растений. Он меньше в начале развития, достигает максимума при цветении и вновь уменьшается при созревании.

Обобщая имеющиеся наблюдения, можно привести следующие данные суточного расхода почвенно-грунтовых вод на транспирацию в разгар вегетационного периода (в мм/сутки):

Люцерна	3,0—8,0
Пшеница	2,6—2,8
Кукуруза	2,8—4,0
Картофель	0,7—1,4
Хлопчатник	1,5—2,0
Деревья	3,0—4,0

В год поле хорошего хлопчатника расходует на транспирацию до 80—100 мм, а поле густой люцерны до 1500 мм влаги. В табл. 14 и 15 приводятся данные разных авторов о расходе воды на транспирацию различными видами растений. По-видимому, среди древесных пород максимальной транспирационной способностью характеризуются лесные сообщества тропических областей, которые в состоянии транспирировать в течение года до 2000—3000 мм.

Если в балансе грунтовых вод транспирация является основным фактором, регулирующим их расход, то этот тип баланса можно обозначить следующим индексом: $I = Q_i$. В этом случае можно говорить о том, что баланс грунтовых вод компенсирован транспирацией. Такой тип баланса грунтовых вод складывается под покровом луговых трав или галерейных (долинных) лесов на речных террасах. В природной обстановке расход грунтовых вод на испарение и на транспирацию трудно расчленишь. Как бы ни был развит растительный покров, все же какая-то часть поверхности может оставаться незакрытой, и какая-то доля почвенно-грунтовых вод будет израсходована не на транспирацию, а на испарение.

Таблица 14

Расход на транспирацию древесными породами за вегетационный период

В и д	Транспирация, мм	Автор и место исследования
Шелковица белая (<i>Morus alba</i>) . . .	300	Бейдеман, Закавказье Китредж (1951), Европа
Ель обыкновенная (<i>Picea excelsa</i>) .	320	
Вяз листовый, или карагач (<i>Ulmus foliacea</i>)	350	Бейдеман, Закавказье (Кура-Араксинская низменность)
Ива южная (<i>Salix australior</i>) . . .	350	
Тополь сереющий (<i>Populus canescens</i>)	400—500	
Сосна величественная (<i>Pinus insignis</i>)	884—1109	
Эвкалипт (<i>Eucalyptus stuartiana</i>):		Henrici (1946) Южно-Африканский союз
молодые плантации	1186	
старые плантации	1200	
Акация мягчайшая (<i>Acacia mollissima</i>)	2500	

Таблица 15

Расход грунтовых вод на транспирацию с поверхности аллювиальной равнины в Мильской степи (данные В. В. Егорова)

Группы растений	Годовая транспирация, мм
Высокотранспирирующие (приречная древесная растительность, тростник, солодка и т. п.) . . .	1000
Среднетранспирирующие (прибрежная, кермек, свинорый и др.)	500
Малотранспирирующие (однолетние и многолетние солянки грунтового питания: соляноколосник, карган, петросимония, солончаковые злаки)	300
Степные, не расходующие влагу грунтовых вод	0

Задача сельскохозяйственного производства и, в частности, орошаемого земледелия заключается в том, чтобы всемерно ослабить расход почвенно-грунтовых вод на испарение, сохранив большее количество влаги для формирования урожая. В практике исследования баланса грунтовых вод часто употребляется выражение «суммарное испарение» или «суммарный расход на испарение». В этих случаях имеется в виду общая сумма расхода почвенно-грунтовых вод на транспирацию и испарение. Ниже приводятся

данные В. В. Егорова о величинах суммарного испарения почвенной влаги в дельте Аму-Дарьи, мм/год:

Тростниковые болота	1300
Болотные (за вычетом площади разли- вов)	1000
Полуболотные	1000
Луговые неосвоенные	700
Такыровидные неосвоенные	200
Крупные массивы солончаков	500

Суммарный расход грунтовых вод на испарение и транспирацию является важным фактором формирования водного и солевого режима и баланса местности. Чем ближе уровень грунтовых вод, тем суммарное испарение их будет больше и тем относительная доля участия грунтовых вод в формировании урожая растений будет выше.

Интересны в этом отношении наблюдения, полученные на больших лизиметрах и на опытных площадках в Средней Азии. Так, при глубине залегания опресненных грунтовых вод, равной 2—3 м, 10—30% общего водопотребления хлопчатника и люцерны составляют грунтовые воды. При глубине грунтовых вод около 2 м доля, приходящаяся на грунтовые воды, составляет в общем водопотреблении хлопчатника и люцерны 30—45—80%. При глубине грунтовых вод порядка 1 м доля грунтовых вод в водопотреблении этих растений вырастает до 70—85%.

Ограничивающим фактором использования грунтовых вод на транспирацию является их засоленность. Пресные грунтовые воды с содержанием солей 1—3 г/л вполне пригодны для всех культурных растений. Поэтому мелиорация засоленных почв включает не только задачу рассоления почвенных горизонтов, но и обязательное опреснение грунтовых вод.

Как отмечено выше, расход почвенно-грунтовых вод на испарение сопровождается ростом засоленности почвы и увеличением минерализации самих грунтовых вод. Возникает вопрос, происходят ли процессы соленакопления при расходе почвенно-грунтовых вод на транспирацию. На этот вопрос надо ответить также утвердительно. Транспирация не прекращает, а усиливает общий процесс концентрирования почвенно-грунтовых вод и накопления солей. Однако при господстве испарения соленакопление развивается в верхних слоях почвы. В ходе же транспирации концентрирование солей происходит во всей корнеобитаемой толще почвы и главным образом в капиллярной кайме водоносного горизонта, откуда идет потребление влаги корнями растений. В процессе транспирации не происходит соленакопления в верхних горизонтах почвы. Если существует хотя бы слабый искусственный или естественный дренаж, то грунтовые воды будут выносить накапливающиеся соли в дрены. Таким образом, расход грунтовых вод на

транспирацию не только полезен с точки зрения формирования урожая, но и играет исключительно большую профилактическую роль в предупреждении засоления почв. Именно этим объясняется необходимость в орошаемых условиях иметь поля с мощным зеленым покровом культурных растений и целесообразно распределенную сеть древесных насаждений.

Однако решающее значение в характере солевого баланса территории принадлежит соотношению суммарного испарения и оттока грунтовых вод. Если отток мал, то рано или поздно соленакопление станет господствующим фактором. Подземный сток, испарение и транспирация грунтовых вод сочетаются между собой в зависимости от комбинации природных и хозяйственных условий территории. Можно различать несколько типов сочетания оттока, испарения и транспирации в расходной части баланса:

а. Преобладает расход на отток, а испарение и транспирация занимают подчиненное место; в этом случае процессы соленакопления, как правило, не выражены.

б. Преобладает расход на транспирацию, а сток и испарение занимают подчиненное место; при этом будут формироваться луговые, иногда слабо засоленные почвы.

в. Преобладает испарение, а сток и транспирация занимают подчиненное место; этот тип расхода грунтовых вод сопровождается интенсивным засолением почв и самих грунтовых вод.

Чем меньше доля оттока, тем больше предпосылок для засоления почв, и, наоборот, чем выше доля оттока, тем угроза засоления будет меньше.

ТИПЫ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД ЗАСУШЛИВЫХ РАЙОНОВ

На основе приведенного выше анализа условий питания и расхода грунтовых вод мы попытались в 1946 г. дать классификацию типов баланса грунтовых вод с точки зрения понимания процессов формирования засоленных почв и рекомендаций мелиоративных мероприятий по их рассолению. Нам казалось, что наиболее целесообразно при этом исходить из необходимости оценки соотношения суммы приходных и расходных статей баланса грунтовых вод, а именно:

а. Компенсированы ли или декомпенсированы приходные статьи годового баланса грунтовых вод расходными статьями.

б. Какие ведущие факторы или их группа определяют составные элементы и знак баланса грунтовых вод.

в. Какие элементы расходной части баланса грунтовых вод являются преобладающими и, в частности, каково соотношение расходов грунтовых вод на отток и суммарное испарение.

На основе этих положений нами было предложено выделить для условий СССР следующие основные типы баланса и режима грун-

товых вод: 1) установившийся компенсированный, 2) неустановившийся положительно декомпенсированный, 3) неустановившийся отрицательно декомпенсированный.

Нам кажется, что установление этих основных типов баланса грунтовых вод удовлетворительно объясняет процессы естественного и вторичного засоления и заболачивания орошаемых почв и может служить для обоснования ирригационно-мелиоративных проектов. Рассмотрим основные типы и подтипы баланса грунтовых вод.

Установившийся компенсированный (циклический тип)

Этот тип баланса грунтовых вод складывается в таких условиях, когда суммарный ежегодный приток грунтовых вод более или менее полностью компенсируется суммарным ежегодным расходом. В этом случае $I = Q$. При подобном составе баланса грунтовых вод их запас из года в год остается стабильным с небольшими ежегодными колебаниями. Сезонная динамика уровня грунтовых вод воспроизводится каждый год с отклонениями, вызываемыми лишь различиями в общих метеорологических условиях.

Как отмечено выше, грунтовая вода может расходоваться в основном на подземный сток, транспирацию или испарение, при том или ином сочетании этих статей. Соответственно необходимо выделить следующие подтипы:

а. *Компенсированный подземным стоком:* $I = Q_{гв}$. Этот подтип баланса грунтовых вод формируется на хорошо дренированных территориях с глубоко залегающими грунтовыми водами. Почвы таких территорий находятся на той или иной стадии естественного рассоления и обычно не подвержены вторичному засолению при орошении. Исключение, однако, составляют территории с малым потенциальным оттоком избыточных фильтрационных вод после начала орошения.

б. *Компенсированный подземным стоком и транспирацией:* $I = Q_{гв} + Q_t$. Для территорий, имеющих этот подтип баланса грунтовых вод, характерно их залегание на глубинах 2—5 м и меньше, вследствие чего к оттоку прибавляется расход на транспирацию. Для этого подтипа типичны луговые плодородные почвы, мало затронутые процессами засоления, исключая накопление извести, гипса и иногда соды или сернокислого натрия. Грунтовые воды в этом случае обычно пресные или слабоминерализованные.

в. *Компенсированный подземным оттоком, транспирацией и испарением:* $I = Q_{гв} + Q_t + Q_e$. Этот подтип баланса грунтовых вод широко встречается в практике орошаемого земледелия. Благодаря сочетанию оттока и суммарного испарения возможна достаточно высокая устойчивость солевого баланса и плодородия почв. Нередко это достигается строительством развитой глубокой

Таблица 16

Баланс грунтовых вод восточной части Голодной степи

Статья баланса	Средне- годовой расход, м ³ /сек	Общий расход млн. м ³ /год	% от суммы за год
Приход			
Подземный приток	40	1260	73,2
Атмосферные осадки	1,7	53	3,45
Ирригационные потери	12,7	400	23,35
Итого	54,4	1713	100,00
Расход			
Испарение и транспирация	25,5	803	46,8
Сток к коллекторам (в Сыр-Дарью)	3,2	101	5,9
Сток в Сыр-Дарью (подземный)	21,0	661	38,65
Сток на территорию КазССР	4,7	148	8,65
Итого	54,4	1713	100,00

дренажной сети. В табл. 16 приводятся данные Решеткиной, иллюстрирующие рассматриваемый подтип баланса грунтовых вод восточной части Голодной степи.

г. *Компенсированный транспирацией и испарением.* В этом случае $I = Q_e + Q_i$. Этот подтип баланса формируется на территориях недостаточной дренированности, сложенных малопроницаемыми породами. Грунтовые воды залегают близко к поверхности (1,5—3 м). Амплитуда их колебания значительная — 50—100 см; минерализация повышена. Почвы отличаются иногда повышенной щелочностью и некоторой засоленностью. При орошении часто происходит интенсивное заболачивание и засоление. При освоении рекомендуется сооружение дренажной сети для понижения уровня грунтовых вод и для улучшения их общей циркуляции и оттока.

д. *Компенсированный испарением:* $I = Q_e$. Этот подтип распространен значительно меньше, чем предыдущие. Он характерен для бессточных территорий, сложенных малопроницаемыми тяжелыми осадочными породами в дельтах, низменностях, депрессиях, по берегам озер и морей. Грунтовые воды залегают на глубине 0,5—2 м. Амплитуда сезонных колебаний их резка — до 1,5 м. Иногда грунтовые воды выклиниваются на поверхность. Расход грунтовых вод происходит главным образом прямым испарением через почву и капиллярную кайму, что влечет за собой интенсивное засоление грунтовых вод и почв. Грунтовые воды обладают

минерализацией порядка 40—70 г/л и больше. В качестве примера, иллюстрирующего чисто испарительный баланс грунтовых вод, приводим данные М. М. Крылова (табл. 17). Успешное освоение подобных территорий возможно лишь при строительстве глубокого интенсивного дренажа и промывках для оттока солевых растворов и снижения их уровня.

Таблица 17

Схема расчета баланса орошаемого участка Яз-Яванской степи, мм

Месяц	Осадки	Инфильтрация	Испарение	Баланс
XI	3,0	8,2	8,0	+ 3,2
XII	7,0	7,2	2,0	+12,2
I	4,0	3,0	2,0	+ 5,0
II	6,0	2,0	5,0	+ 3,0
III	12,0	12,0	15,0	+ 9,0
IV	5,0	25,0	38,0	— 8,0
V	2,0	35,0	52,0	—15,0
VI	0,0	50,0	60,0	—10,0
VII	0,0	80,0	72,5	+ 7,5
VIII	0,0	73,2	68,0	+ 5,2
IX	0,0	34,0	40,8	— 6,8
X	0,0	5,0	14,0	— 9,0
Всего	39,0	334,6	377,3	—3,7

Неустановившийся положительно декомпенсированный тип

Ведущим признаком этого типа режима и баланса грунтовых вод является систематическое увеличение их запаса под влиянием того, что суммарный общегодовой приток грунтовых вод оказывается больше суммарного годового их расхода и не балансируется (не компенсируется) последним. Подобный баланс грунтовых вод ведет к увеличению их запаса и подъема уровня из года в год. Характерно ежегодное повышение уровня максимального и минимального стояния зеркала грунтовых вод. Ежегодный график сезонной динамики уровня грунтовых вод не воспроизводится. Иногда интенсивность общего увеличения запаса грунтовых вод настолько велика, что график динамики уровня приобретает характер ступенчатого или линейного подъема. Положительная декомпенсация может быть вызвана разными причинами: а) увеличением

приходных статей; б) уменьшением расхода грунтовых вод при сохранившемся увеличении их притока. Декомпенсация баланса грунтовых вод вследствие увеличения их питания (инфильтрация из каналов и на полях) может сказаться на грунтовых водах, залегающих даже на глубине 30—40 м. По мере приближения уровня грунтовых вод к дневной поверхности будет возрастать их минерализация (вследствие растворения солей, находящихся в грунтах), а также будет увеличиваться доля их расхода на испарение и транспирацию.

Когда зеркало грунтовых вод перейдет критическую глубину, интенсивность расхода их на испарение и транспирацию окажется настолько большой, что может наступить вторичная компенсация и уровень грунтовых вод установится на некоторой средней постоянной глубине. Однако вся территория оросительной системы при этом подвергается интенсивному вторичному засолению, а иногда и заболачиванию. Формирование в пределах ирригационной системы положительно декомпенсированного типа грунтовых вод, как правило влечет за собой катастрофические последствия для плодородия почв, состояния дорог, построек и здоровья населения.

Основными мероприятиями для управления динамикой грунтовых вод и предотвращения опасности формирования этого типа их баланса является всемерное уменьшение приходных статей (строительство закрытой оросительной сети, улучшение качества и техники поливов, а где это экономически возможно — введение дождевания). Если перечисленных мероприятий оказывается недостаточно, то дополнительно необходимо сооружение развитой дренажно-коллекторной сети или насосных вертикальных дрен для организации интенсивного искусственного оттока грунтовых вод и стабилизации их баланса.

Установившийся отрицательно декомпенсированный тип

Ведущим признаком баланса и режима грунтовых вод данного типа является прогрессивное уменьшение запаса грунтовых вод и ежегодное понижение их уровня. Это обязано тому, что суммарный ежегодный приход оказывается меньше суммарного ежегодного расхода грунтовых вод. Установление на орошаемой территории этого типа баланса грунтовых вод быстро ведет к оздоровлению оросительной системы, если она подвергалась вторичному заболачиванию. Процесс опускания уровня грунтовых вод по максимуму и минимуму их сезонного залегания может растягиваться на несколько лет.

Необходимо различать по крайней мере два подтипа: а) подтип отрицательно декомпенсированного баланса вследствие уменьшения питания грунтовых вод; б) подтип отрицательно декомпенсированного баланса вследствие улучшения стока. Так, если в оро-

сительной системе осуществляются мероприятия, направленные на рационализацию использования воды путем планирования и ограничения поливных норм, улучшения технического состояния каналов, введения поливов дождеванием, то источники питания грунтовых вод будут сокращаться, и это приведет к желаемой декомпенсации баланса с общим снижением уровня грунтовых вод. Формирование этого подтипа баланса грунтовых вод является чрезвычайно благоприятным признаком для орошаемой территории: уменьшается степень заболачивания территории, уменьшается интенсивность засоления, которое иногда сменяется рассолением, повышается общая продуктивность полей. Это один из наиболее дешевых способов общего оздоровления орошаемой территории, подвергнувшейся вторичному заболачиванию. Отрицательно декомпенсированный за счет уменьшения питания подтип баланса грунтовых вод со временем переходит в компенсированный тип, поскольку устанавливается новое соотношение между приходом и расходом грунтовых вод. По мере снижения уровня грунтовых вод уменьшается их расход на испарение и транспирацию, что и влечет за собой стабилизацию их залегания на большей глубине.

Подтип отрицательно декомпенсированного режима грунтовых вод вследствие усиления их подземного оттока чаще всего является результатом осуществления программы строительства дренажных каналов или откачки грунтовых вод через систему дренажных колодцев. Этот процесс происходит и в естественных условиях, при расчленении рельефа вследствие поднятия местности и благодаря углублению гидрографической сети. Но в основном этот подтип баланса грунтовых вод характерен для территорий орошаемого земледелия, на которых сооружена и интенсивно работает дренажно-коллекторная сеть. После сооружения дренажно-коллекторной сети баланс грунтовых вод коренным образом изменяется, так как происходит значительное возрастание расхода грунтовых вод на отток. Даже если условия питания грунтовых вод остаются практически теми же, то увеличение расхода грунтовых вод на отток вызывает общее снижение их уровня, растягивающееся на ряд лет.

Установление подобного подтипа баланса грунтовых вод в высшей степени благоприятно с точки зрения успешности осуществления мелиоративных работ. Примеры подобного рода баланса грунтовых вод наблюдались на вновь дренированных оросительных системах в Средней Азии, в ОАР, в США.

Углубление уровня грунтовых вод сопровождается замедлением скорости капиллярного поднятия солевых растворов. Господство нисходящих стоков вызывает рассоление почвы. После ряда лет декомпенсации и этот подтип баланса грунтовых вод с известного момента превращается в компенсированный, поскольку сокращается величина испарения и транспирации, а средний приход и отток грунтовых вод балансируется.

Общий анализ имеющегося материала позволяет видеть, что компенсированный тип режима и баланса грунтовых вод характеризуется значительной стабильностью во времени. Декомпенсированные типы (положительно и отрицательно) баланса являются сравнительно кратковременными, охватывающими промежутки 5—10 лет, после чего в процессе балансирования приходных и расходных статей переходят во вторично компенсированные типы. В заключение этого раздела приводится обзорная таблица главнейших типов режима и баланса грунтовых вод системы орошаемого земледелия СССР (табл. 18).

Таблица 18

Главнейшие типы режима грунтовых вод зоны орошения СССР

Тип	Подтип	Вероятное направление процессов засоления
I. Установившийся компенсированный (первичный, вторичный)	а. Компенсированный подземным оттоком	Рассоление; вторичное засоление угрожает редко
	б. Компенсированный подземным оттоком и транспирацией	Рассоление; возможное накопление в грунте CaCO_3 , CaSO_4 ; вторичное засоление возможно в редких случаях
	в. Компенсированный оттоком, транспирацией, испарением	Слабое засоление с накоплением Na_2CO_3 , Na_2SO_4 ; при низкой агротехнике возможно сильное засоление
	г. Компенсированный транспирацией и испарением	Прогрессивное засоление с максимальным накоплением NaCl , MgCl_2 , MgSO_4 , Na_2SO_4
II. Неустойчивый положительно декомпенсированный	а. Декомпенсированный увеличением питания	При достижении грунтовыми водами критической глубины начало интенсивного и быстро протекающего засоления, иногда осложненного заболачиванием
	б. Декомпенсированный уменьшением оттока	При глубинах грунтовых вод в пределах критической и меньше уменьшающееся засоление; при глубинах грунтовых вод глубже критической — рассоление
III. Неустойчивый отрицательно декомпенсированный	а. Декомпенсированный уменьшением питания	Рассоление, нарастающее по мере снижения уровня грунтовых вод
	б. Декомпенсированный увеличением оттока	

СОЛЕВОЙ БАЛАНС ПОЧВ И ТЕРРИТОРИЙ

Солевой баланс территории теснейшим образом связан с балансом грунтовых вод местности. Вместе с тем солевой баланс не является простым отражением элементов и знаков баланса грунтовых вод. В формировании солевого баланса местности огромное значение принадлежит фактору растворения и концентрирования растворов. Отток грунтовых вод может быть небольшим, составляя всего лишь единицы процентов общего расхода. Но если концентрация грунтовых вод велика, суммарный отток солей будет большим. Даже ничтожный по объему отток минерализованных грунтовых вод может обеспечить эффективное регулирование солевого баланса местности.

Весьма важным обстоятельством формирования солевого баланса является исходный запас легкорастворимых солей в грунтовой воде и в почвенной толще. Запасы почвенной влаги подвержены большим колебаниям. При испарении и транспирации могут расходоваться даже очень большие запасы почвенно-грунтовых вод. Если же в почве содержатся легкорастворимые соли, то их запас устойчиво сохраняется в почвенных горизонтах или в грунтовой воде, подвергаясь значительному сезонному перераспределению.

Вторым важнейшим фактором солевого баланса является концентрация солей в оросительной воде, в почвенных растворах и особенно в грунтовых водах. Перемещение уровня почвенно-грунтовых вод и капиллярной влаги в восходящем или нисходящем направлении в почвенной толще может сопровождаться резко выраженным перераспределением легкорастворимых солей, возрастанием или же уменьшением степени засоленности различных горизонтов почвы. Поэтому в числе элементов солевого баланса почв необходимо различать следующие: суммарный запас легкорастворимых солей в разные периоды; приходные и расходные статьи баланса солей за определенный период времени.

Приходные статьи солевого баланса складываются из следующих главнейших поступлений.

Поступления солей с капиллярными восходящими растворами от грунтовых вод. В тех случаях, когда грунтовые воды интенсивно транспирируются или испаряются, это будут наиболее существенные статьи прихода.

Поступления солей с поливными водами. В неорошаемых условиях этот фактор отсутствует. В орошаемых почвах он имеет весьма малое значение, если поливные воды являются пресными (0,1—0,3 г/л). Но если поливные воды минерализованы, то значение этого фактора в приходе солей может быть очень большим, иногда даже определяя весь характер солевого баланса.

Приток солей с атмосферными осадками, как правило, невелик, но в тех случаях, когда территории расположены вблизи берега

моря, океана, соленого озера, эти приходящие статьи могут приобретать большое значение. Приток солей с атмосферными осадками и золовым путем сказывается наиболее интенсивно в полосе нескольких километров; некоторое влияние его часто прослеживается и на десятки километров от берега моря.

Приток солей с удобрениями может иметь ограниченное и скорее теоретическое значение. Известное значение принадлежит продуктам минерализации растительных и животных организмов.

Расходные статьи солевого баланса соответственно складываются из элементов обратной направленности. Для неорошаемых почв основное значение имеет отток солей из почвы в грунтовые воды вместе с фильтрующимися атмосферными осадками. В орошаемых почвах к этому добавляется вынос легкорастворимых солей с нисходящими поливными водами, а также при промывках почв, при культуре риса. Эти статьи баланса в условиях работающего дренажа могут достигать огромных величин, коренным образом меняя степень засоленности почвы. Небольшое значение имеет вынос легкорастворимых солей урожаем сельскохозяйственных культур. Иногда может приобретать некоторое значение смыв или выдувание кристалликов солей с поверхности почвы. Однако практическое значение этих видов расхода солей из почв крайне невелико.

В наиболее общем виде уравнение солевого баланса почв может быть выражено следующим образом:

$$\Delta S = S_z - (S_{гв} + S_{гв} + S_{гв} + S_{гв} + S_{гв})$$

В этом уравнении ΔS — изменения суммарного запаса солей; S_z — суммарный запас солей в начале балансового периода; $S_{гв}$ — приток солей от грунтовых вод; $S_{гв}$ — приток солей с ирригационными водами; $S_{гв}$ — приток солей из атмосферы; $S_{гв}$ — вынос солей в грунтовые воды; $S_{гв}$ — вынос солей с урожаем растений.

Следует различать солевые балансы почв, массива, ландшафта. По соотношению приходящих и расходных элементов солевого баланса можно различать три основных типа.

Солевой баланс транзитного типа. Этот тип солевого баланса характеризуется мало изменяющимся запасом легкорастворимых солей в почвах или в пределах территорий, в которых баланс грунтовых вод регулируется в основном их слабым подземным стоком и транспирацией.

Положительный солевой баланс (засоление). В этом случае запас солей в толще почвы или определенной территории из года в год возрастает. Этот тип солевого баланса характерен для приморских и периферии континентальных (сухих) дельт, для пойм нижнего течения рек, для бессточных низменностей, в которых баланс грунтовых вод регулируется в основном испарением, вследствие чего процессы накопления солей преобладают над процессами транзита и их выноса.

Отрицательный солевой баланс (рассоление). Этот тип баланса характерен для естественно или искусственно дренированных территорий. Таковы будут высокие древние террасы речных долин, древние дельтовые поверхности, водораздельные и предгорные равнины. Баланс грунтовых вод этих ландшафтов регулируется в основном подземным оттоком. Это приводит к господству процессов рассоления в почвах и во всей местности.

Солевой баланс почв может изучаться за время вегетационного периода, за год, за несколько лет для оценки эффективности мелиоративных мероприятий. Ниже мы рассмотрим несколько примеров солевого баланса засоленных почв орошаемых районов СССР.

Солевые запасы в солончаках Голодной степи не превышают величины 120 кг в призме 1 м² × 3,5 м, что составляет 1200 т/га. Незасоленные почвы имеют запас солей в этой же толще не больше 10—12 кг, слабо- и средnezасоленные почвы характеризуются запасом солей порядка 20—25 кг, а солончаки на орошаемых территориях — 30—35 кг.

Содержание легкорастворимых солей в солончаках орошаемых районов Центральной Ферганы в расчете на призму 1 м² × 1 м составляет около 35 кг, т. е. до 350 т/га. Слабо- и средnezасоленные почвы имеют запас солей в пределах 15—25 кг, а незасоленные почвы всего 5—8 кг.

В табл. 19 приводятся данные баланса легкорастворимых солей в орошаемых почвах совхоза Пахта-Арал за трехлетний период.

Таблица 19

Солевой баланс орошаемых почв Голодной степи (совхоз Пахта-Арал), т/га в слое 3,5 м

№ площадок и почва	1937 г.		1938 г.		Прирост, Δ к 1937 г.		1939 г.		Прирост, Δ к 1937 г.	
	весна	осень	весна	осень	весна	осень	весна	осень	весна	осень
Площадка № 6	Хлопчатник 4-го года		Люцерна 1-го года		Люцерна 2-го года		Люцерна 2-го года		Люцерна 2-го года	
Средnezасоленный серозем	204	209	172	154	-32	-55	209	217	+5	+8
Площадка № 13	Люцерна 1-го года		Люцерна 2-го года		Люцерна 3-го года		Люцерна 3-го года		Люцерна 3-го года	
Засоленный серозем	248	—	262	—	+14	—	202	129	-46	-119
Площадка № 7	Хлопчатник 4-го года		Люцерна 1-го года		Люцерна 2-го года		Люцерна 2-го года		Люцерна 2-го года	
Солончаковое пятно на микроповышении	307	282	286	351	-21	+69	289	295	+6	+13
То же, слой 25 см	65	112	81	151	+16	+39	52	94	-13	-18

од. Запас легкорастворимых солей в орошаемых засоленных почвах совхоза подвергается значительным колебаниям по сезонам и отдельным годам. В зависимости от режима орошения, тщательности обработки и поливов солевой баланс почв складывается по типу засоления или по типу рассоления. Так, солевой баланс средnezасоленного серозема (площадка № 6) за период 1937—1938 гг. в связи с промывками почв под люцерну и тщательными поливами ее в первом году вегетации сложился по типу рассоления. В 1939 г. засоленность почв восстановилась. Это было обязано возделыванию люцерны второго года вегетации на семена всего лишь с одним вегетационным поливом. В итоге за три года солевой баланс почвы на площади № 6 остался стабильным, с тенденцией к постепенному засолению.

Иначе сложился солевой баланс на засоленных сероземах (площадка № 13) за период трехлетнего пребывания люцерны. Несмотря на высокую засоленность почвы, тщательные поливы и повторные подсевы люцерны привели к тому, что за 1937—1939 гг. солевой баланс почвы сложился по типу рассоления.

На солончаковом пятне (площадка № 7) за этот же трехлетний период вследствие недостаточности поливов и оголенности поверхности пятна солевой баланс с некоторыми колебаниями сложился по типу засоления.

Минерализация оросительных вод совхоза Пахта-Арал в среднем равна 0,3 г/л. При средней оросительной норме 5000 м³ почвы получают с поливными водами не более 1,5 т/га солей. Сопоставляя эту величину с прибавками солей по данным солевого баланса в трех изученных орошаемых почвах, можно видеть, что решающая роль в солевом балансе этих почв принадлежит грунтовым водам.

Во многих случаях бывает недостаточно ограничиться анализом солевого баланса почвенной толщи в целом, так как эффект мелиорации и плодородие в большой степени зависят от засоленности пахотного горизонта (слой 0—25 см) и корнеобитаемой зоны почвы (слой 0—50, 0—80 см). Баланс солей в этих горизонтах отличается значительной изменчивостью, находясь в большей зависимости от атмосферных осадков, поливов, испарения, и может складываться даже в обратном направлении, чем солевой баланс всей почвенной толщи (табл. 27, 28).

При стабильном солевом балансе, когда общий запас солей в почвенных горизонтах над грунтовой водой остается неизменным, солевой баланс пахотного и корнеобитаемого горизонта, подвергаясь сезонным и межполивным изменениям в течение оросительного и вегетационного периода, складывается в осенний период в сторону увеличения запаса солей или в сторону его уменьшения (например, при осенне-зимних промывках или профилактических поливах).

Солевой баланс поля — массива

В орошаемом земледелии легкорастворимые соли отличаются исключительно большой подвижностью как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Фильтрация воды в каналах, неравномерное размещение воды при поливах на поверхности поля, вызывающее опреснение отдельных частей его, неравномерное испарение оросительной воды с поверхности поля в связи с микрорельефом и неодинаковая густота стояния растений — все это вместе взятое в исключительно высокой степени способствует миграции солей в различных направлениях. Легкорастворимые соли, выщелоченные из почвенных горизонтов в одном месте, могут аккумулироваться в почвах соседних участков, и при этом суммарный солевой баланс всего орошаемого массива может остаться стабильным. Это особенно часто наблюдается при культуре риса, когда количества легкорастворимых солей, вытесненных большими массами оросительной воды в нижние горизонты почвы и в грунтовые воды, часто компенсируются с избытком легкорастворимыми солями, накапливающимися в широкой (150—200 м) полосе, окружающей массивы риса.

Изучение солевого режима на единичном пункте не может дать ответа на этот вопрос, поскольку процессы рассоления одного пункта могут компенсироваться либо перекрываться процессами соленакпления в другом, соседнем пункте.

Поэтому необходимо изучение динамики абсолютного запаса легкорастворимых солей в толще почв и грунтовой воде для всего массива в целом. При этом окажутся учтенными все те количества солей, которые могли переместиться в горизонтальных направлениях. Это и позволит составить солевой баланс орошаемого поля или массива.

В целях дифференциации приходных и расходных статей, определяющих солевой баланс данного массива, следует установить содержание, приход и расход легкорастворимых солей с оросительными, сбросными, фильтрационными и дренажными водами. Установление этих величин представляет некоторую сложность, однако при тщательно поставленных воднобалансовых исследованиях, обычных в мелиоративных изысканиях, эти величины возможно установить.

Зная баланс оросительных и грунтовых вод, а также гидрометрические данные по ирригационной, сбросной и дренажно-коллекторной сети, на основе минерализации соответствующих вод можно установить вероятные величины поступающих и выносимых солей.

Интересной иллюстрацией изучения солевого баланса являются работы, проведенные А. З. Зайчиковым в Голодной степи (табл. 20). Исследование солевого баланса проводилось на специальных динамических площадках, которые были расположены на почвах,

Таблица 20

Солевой баланс опытного участка в Золотой Орде в 1941 г.
(в тоннах на слой 2 м)

Поле	Запас солей		Сальдо
	весной	осенью	
Хлопчатник	2166,96	2176,07	+ 9,11
Люцерна	1076,22	1459,05	+382,83
Целина	708,55	841,68	+133,13
Всего в слое 2 м . . .	3951,75	4476,80	+525,05
Всего в слое 1 м . . .	1879,02	1799,20	- 79,82

представляющих основные варианты по степени засоленности. Для учета степени засоленности почв в течение года были проведены специальные солевые съемки в масштабе 1 : 1000 весной, в конце мая (до первого полива), осенью, во второй половине октября 1941 г. и весной 1942 г. Солевая съемка велась с помощью скважин, всего их было заложено около 100. Пробы почв при солевой съемке брались послойно, без пропуска, до глубины 2 м.

На основе карт засоленности и данных объемного веса высчитывались солевые запасы почв в профиле и в толще 2 м × 1 м², затем по контурам почв и, наконец, отдельно для поля хлопчатника, люцерны и для солончаковой целины.

Суммарный запас легкорастворимых солей в слое 2 м солончаковых почв составляет 500—600 т/га. Запас легкорастворимых солей в этой же толще в средnezасоленных почвах равен 300—450 т/га. К осени в результате сезонного соленакопления в почве солончаковой целины запас солей увеличился на 95 т/га и в почве люцернового поля на 127 т/га на хлопковом поле, подвергнувшись осенью поливу большим количеством воды (около 4000 м³/га) с целью подготовки к осеннему посеву люцерны в растущий хлопок, практически прибавки не обнаружено. Соответственно запас легкорастворимых солей всего участка в расчете на 2-метровый слой территории в 106 700 м² от весны к осени увеличился с 3951,75 до 4476,90 т, т. е. примерно на 525 т.

Анализируя происхождение этой прибавки, можно видеть, что она в основном обязана соленакоплению на люцерновом поле, где с 1076,22 т майского запаса солей к осени их количество возросло до 1459,05 т, т. е. на 382,83 т. Заметно увеличился запас солей также за счет солончаковой целины — на 133,13 т (с 708,55 до 841,68 т). На хлопковом поле в целом практически не обнаружено прироста абсолютного запаса солей (2166,96 т весной, 2176,07 т осенью).

Рассмотренный пример баланса является типичным для сложной хозяйственной территории: общий солевой баланс участка складывается по типу баланса засоления, но солевой баланс хлопкового поля благодаря осеннему поливу складывается по типу стабильного солевого баланса.

При более подробном анализе солевого баланса по горизонтам 0—100, 0—40, 0—20 см обнаруживается, что в верхних горизонтах при общем суммарном увеличении запаса легкорастворимых солей или стабильном его состоянии может происходить одновременно уменьшение их количества. С другой стороны, на солончаковой целине обнаруживается, что максимальная доля сезонной прибавки легкорастворимых солей характерна для горизонта 0—20 см. Так, в солончаковой целине в толще 0—100 см весенний запас солей равен 288 т/га; к осени он возрастает до 323 т/га. В слое 0—40 см весенний запас солей равен 123 т/га; к осени он возрастает до 173 т/га, а в слое 0—20 см соответственно с 75 до 135 т/га, т. е. почти в два раза.

Баланс суммарного запаса легкорастворимых солей в метровой толще всего участка в целом, по данным Зайчикова, в отличие от баланса двухметровой толщи, остался на протяжении вегетационного периода стабильным; 1879,02 т весной — 1799,2 т осенью, обнаруживая даже некоторую тенденцию к снижению. Это является результатом воздействия агротехники и поливов на солевой режим почв.

Но на этом же примере можно видеть, что этот стабильный тип баланса для участка в целом складывается из противоречивых тенденций баланса отдельных угодий участка. Солончаковая целина, несмотря на стабильность солевого баланса в целом, к осени увеличивает запас легкорастворимых солей почти на 50 т/га. Люцерновое поле, наоборот, для толщи 0—100 см обнаруживает уменьшение запаса солей на 45 т/га.

Приведем примеры баланса грунтовых вод и солей для участков разного мезорельефа. В табл. 21 приводятся исследования М. М. Крылова, иллюстрирующие значение небольших склонов в частичном местном оттоке грунтовых вод. Этот случай типичен для оросительных систем, расположенных в приморских дельтах. Основными формами рельефа являются плоские бессточные понижения, разделенные невысокими повышениями и склонами. Как можно видеть из данной табл. 21, водный баланс понижений является чисто испарительным. Все приходные статьи баланса грунтовых вод компенсируются в понижениях расходом на испарение. Соответственно грунтовые воды и почвы понижений дельтовой равнины отличаются весьма высокой засоленностью.

В то же время даже на слабо выраженных повышениях и на склонах (по которым обычно проходят оросительные каналы) режим и баланс грунтовых вод в значительной мере регулируется местным подземным стоком. Здесь, по данным табл. 21, подземный

Таблица 21

Соотношение приходных и расходных статей баланса опытного участка
(Чимбайский район дельты Аму-Дарьи)

Статьи баланса грунтовых вод	Приход и расход воды, %		
	понижение в целом	склон понижения вдоль канала	средняя часть понижения
Приходные			
Подземный приток . . .	0	0	—
Инфильтрация оросительной воды	80	67	—
Приток фильтрационных вод каналов . . .	17	30	—
Инфильтрация атмосферных осадков	3	3	—
Расходные			
Испарение	100	60	100
Подземный сток	0	40	0

сток составляет до 40% общего расхода грунтовых вод. Так как минерализация оттекающих вод всегда повышена, то водный и солевой баланс складывается благоприятно, процессы засоления грунтовых вод и почв не развиваются. Именно благодаря этому на слабо выраженных склонах и повышениях рельефа формируются высокоплодородные почвы, дающие устойчивые урожаи хлопчатника и люцерны.

Схема солевого баланса в северной части Прикаспийской низменности

Этот район изучался нами на протяжении длительного периода в 30 и 40-х годах. Результаты исследований приведены в обзорной табл. 22.

Известно, что низменность неоднократно заливалась трансгрессиями Каспийского моря. Это привело к тому, что осадочные породы, слагающие низменность, отличаются высокой природной засоленностью. Для Прикаспийской низменности характерно большое число солевых куполов, которые в процессе размывания отдают значительные массы солей в подземные воды, осадочные породы и почвы. В северную часть низменности сбрасываются воды поверхностного стока мелких и средних рек, не достигающих Каспийского моря. Вместе с тем низменность обладает сравнительно удовлет-

Таблица 22

Схема баланса солей северной части Прикаспийской низменности

Статьи приходной части баланса	Тонны	Статьи расходной части баланса	Тонны
Оставлено в осадках трансгрессий Каспия	$2,5 \cdot 10^9$	Выносятся открытым речным стоком через реки Волгу и Урал . . .	$1,35 \cdot 10^6$
Выщелачивается ежегодно из соляных куполов открытого типа	$3,5 \cdot 10^6$	Выносятся подземным стоком в Каспий	$26 \cdot 10^6$
Приносится ежегодно водами поверхностного речного стока	$3,5 \cdot 10^{-5}$		

ворительным интенсивным развивающимся естественным дренажем. Поверхность суши низменности имеет отметки порядка +40, +20, +0 м. Уровень самого Каспийского моря имеет в настоящее время отметки порядка -25, -27 м. Таким образом, море является колоссальной естественной дренажной для всей низменности. Русла рек Волги и Урала глубоко врезаются в поверхность Прикаспийской низменности. Дренажное влияние Волги захватывает полосу не менее 25—30 км. Все это обеспечивает интенсивный вынос солей речными системами и подземными водами в Каспий.

Схема суммарного солевого баланса Прикаспийской низменности открывает возможности для понимания ряда важных вопросов. Получает объяснение исключительно большая засоленность почв, грунтовых вод и озер Прикаспийской низменности. Делается понятным исключительно большое участие хлоридов в составе легкорастворимых солей, скопляющихся в почвах и водах низменности. Наконец, схема солевого баланса объясняет существование в низменности районов рассолённых почв, характеризующихся глубокими и опресненными грунтовыми водами.

ВЗАИМООТНОШЕНИЕ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД И СОЛЕЙ

Взаимоотношение водного и солевого баланса можно было бы выразить следующим уравнением: $I \cdot C = Q \cdot C_1$, где I — все виды прихода грунтовых вод; C — концентрация растворов, питающих грунтовые воды; Q — все виды расхода грунтовых вод на отток, т. е. общий расход минус суммарное испарение; C_1 — концентрация растворов, уходящих с естественным или искусственным оттоком грунтовых вод.

Как можно видеть из этой весьма упрощенной, но полезной схемы, водно-солевой баланс зависит от каждого из упомянутых

элементов. Но эта зависимость весьма различна и сложна. Худшим сочетанием условий будет, когда $I \cdot C > Q \cdot C_1$ и когда соленакопление в грунтовых водах прогрессивно растет. Лучшим случаем для благополучия орошаемых почв будет случай, когда $I \cdot C < Q \cdot C_1$, т. е. когда запас солей в грунтовых водах уменьшается.

Можно бороться с соленакоплением путем уменьшения количества поступающих солей, т. е. всемерно уменьшая левую часть уравнения. Это будут меры профилактики, рассмотренные в других главах. Можно бороться с засолением, увеличивая правую часть схемы, т. е. увеличивая сток грунтовых вод и количество растворенных в них солей. Это будут активные мелиорации, остаивающие процессы засоления и заменяющие их рассолением.

Очевидно, что наиболее управляемым элементом в водно-солевом балансе является величина Q , т. е. отток грунтовых вод, который может быть усилен до нужных размеров с помощью введения искусственного дренажа (Q_{dr}) и промывок. Если множитель C_1 достаточно велик, т. е. если концентрация выводимых грунтовых вод достаточно велика, то солевой баланс грунтовых вод и почв будет отрицательным. Поэтому даже небольшой отток соленых грунтовых вод (естественный или искусственный) может обеспечить рассоление орошаемой территории.

Идеальным случаем уравновешенного водно-солевого баланса при сохранении низкой засоленности грунтовых вод и почв будет случай, когда $I \cdot C = Q \cdot C_1$ и когда концентрация приходящих (т. е. в основном оросительных) вод (C) не выше 0,5—2 г/л, а концентрация грунтовых вод, уходящих с естественным или искусственным дренажем, не выше 3—5 г/л. Этот случай известен в природе для луговых гидроморфных почв, а в условиях орошения этот случай наступает в результате эффективного дренажа, промывок и искусственного опреснения грунтовых вод.

Глава V

КАЧЕСТВО ОРОСИТЕЛЬНОЙ ВОДЫ

РАСТВОРИМЫЕ КОМПОНЕНТЫ ОРОСИТЕЛЬНОЙ ВОДЫ

Все оросительные воды содержат растворенные соли. Состав и количество растворенных солей зависит от источника воды, пути и воздействий, которые она испытывает, прежде чем используется для орошения.

В настоящее время наблюдается тенденция использовать для орошения посевов все более сильно минерализованные воды. Во многих случаях это приводит к сильному засолению орошаемых земель. Поэтому проблема оценки качества оросительной воды приобретает все большее значение.

Происхождение главных составных частей оросительной воды

Дождевая вода. Из всех типов вод, используемых для орошения, дождевая вода характеризуется наименьшей концентрацией солей. Она содержит растворенные газы (N_2 , Ar , O_2 , CO_2); содержание солей (NH_3 , Cl , Na) в дождевой воде колеблется обычно в широких пределах и зависит от расстояния от моря, близости и размера площади, подверженной эоловому выдуванию. Дождевые воды в промышленных районах обогащены SO_4 , NH_3 , H_2S , SO_2 , HCl и др. На рис. 14 показано изменение содержания хлоридов в дождевых водах в районе Северной Европы на расстоянии до 1300 км от морского побережья.

Отношения Mg/Ca , K/Na и $\frac{Cl - (Na + K)}{Cl}$, в мг-экв/л в дождевой воде вблизи от моря сходны с отношениями этих ионов в морской воде и значительно отличаются от последних с увеличением расстояния от моря.

Поверхностные воды (реки, озера). Содержание солей в поверхностных водах является функцией состава пород, преобладающих у их истоков, климатической зоны и характера почвы, по которой

они протекают. Данные о среднем составе речных вод мира (табл. 23) показывают, что преобладающими анионами в них являются HCO_3^- и SO_4^{2-} , а главными катионами Ca^{2+} и Na^+ .

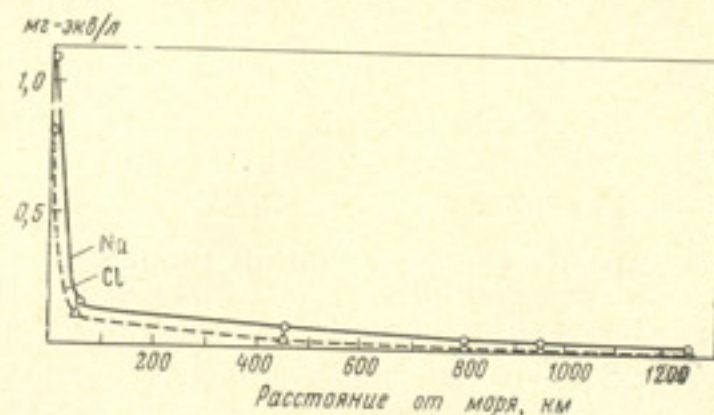


Рис. 14. Содержание ионов натрия и хлора в дождевой воде в зависимости от близости к морю (Riehm and Quellmolz, 1961)

Непроточные озера в засушливых и полузасушливых районах земного шара характеризуются значительно более высоким содержанием солей, чем проточные озера во влажных зонах. В отдельных случаях для орошения могут быть использованы дренажные воды. В условиях высокого уровня грунтовых вод процесс их инфильтрации через почву во время оросительного сезона способствует изменению содержания солей в воде.

Таблица 23

Средний состав речных вод мира, мг/л (Livingstoné, 1961)

Компонент	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	Ca^{2+}	Na^+	Mg^{2+}	K^+	Водно-растворимые вещества
Северная Америка	68,0	20,0	8,0	1,0	21,0	5,0	9,0	1,4	142
Южная Америка	31,0	4,8	4,9	0,7	7,2	1,5	4,0	2,0	69
Европа	95,0	24,0	6,9	3,7	31,1	5,6	5,5	1,7	182
Азия	79,0	8,4	8,7	0,7	18,4	5,6	9,3	—	142
Африка	43,0	13,5	12,1	0,8	12,5	3,8	11,0	—	121
Австралия	31,6	2,6	10,0	0,05	3,9	2,7	2,9	1,4	59
Среднее	58,4	11,2	7,8	1,0	15,0	4,1	6,3	2,3	120

Грунтовые воды. Согласно закону растворимости минерализация грунтовых вод зависит от контакта между водой и водонасыщенными слоями, с которыми она вступает в соприкосновение. Изменения в солевом составе грунтовых вод в ходе их насыщения происходят в результате восстановительных процессов, обмена оснований, транспирации, испарения и концентрирования.

Восстановительные процессы, в основном имеющие биохимический характер, влияют на концентрацию SO_4^{2-} в грунтовых водах. Когда вода проникает сквозь почву, последняя действует как ионообменник, в результате чего достигается равновесие между катионами воды и почвы.

Морская вода. Морскую воду можно рассматривать как сложный раствор, содержащий множество элементов. Среди них преобладает Cl^- (55%), Na^+ (30%), SO_4^{2-} (7%), Mg^{2+} (3,7%) и K^+ (1,1%).

Степень солености поверхностных вод в открытом океане колеблется в пределах 33—37 г/л. Большие величины отмечаются в районах интенсивного испарения, например в восточной части Средиземного моря (39 г/л) и в Красном море (41 г/л).

Морская вода может быть использована для орошения лишь после обессоливания на промышленных установках. В результате такой обработки получается вода, состав которой значительно отличается от исходной. В ней может остаться какое-то количество хлора, брома, фтора и йода. Чаще всего в опресненной воде содержится фтора меньше 1 мг/л, брома 0,01 мг/л и йода 0,2 мг/л. Кроме того, оросительная вода иногда содержит Li, Ru, Cs, Be, Sr, Ba, Ra и др. Однако эти элементы содержатся в ничтожных количествах, поэтому они практически не влияют на качество воды. Возможно также присутствие других микроэлементов, таких как

Таблица 24

Содержание бора в различных озерах и реках (Livingstoné, 1961)

Местность	Число образцов	Содержание бора, мг/л
Р. Тонэ, Япония	10	0,345
р. Ватарасэ, Япония	3	0,197
Агацумо, Япония	4	1,970
Окусавэ, Япония	4	1,305
Большое Соленое озеро, США	—	43,500
Река Флориды	6	0,019
р. Грик, Уганда	—	0,386
Городское водоснабжение США	24	1,000—0,010
Речные воды СССР	—	0,013

Концентрация солей в воде рисового поля, измеренная в различных точках одного и того же поля *

Вода	ЕС-10* при 25°C мкмо/см	Сумма солей, г/л	Cl	Na	Mg	Ca
			мг-экв/л			
Оросительная	330	0,25	0,49	0,56	0,98	2,65
Застойная	384	0,28	0,79	0,95	1,28	2,79
Вода рисовых полей	611	0,41	2,16	3,69	1,28	2,93
То же	752	0,50	2,04	5,00	1,72	1,47
"	831	0,56	3,71	5,65	2,13	2,79
"	1129	0,74	5,00	5,73	2,30	4,20
"	1442	0,93	11,80	8,17	9,45	4,11
"	1632	1,10	10,86	7,60	5,59	6,20
"	2253	1,50	20,56	16,03	4,65	5,31
"	3710	2,30	29,45	24,65	8,53	1,18
"	4329	2,60	49,33	27,39	12,67	12,79

* Степень минерализации вод в ряде зарубежных стран принято выражать через удельную электропроводность при 25°C в мкмо/см ЕС-10* или мммо/см ЕС-10*. Пересчеты в граммы на литр произведены при редактировании текста.

ВЗВЕШЕННЫЕ НЕОРГАНИЧЕСКИЕ И ОРГАНИЧЕСКИЕ ВЕЩЕСТВА В ОРОСИТЕЛЬНЫХ ВОДАХ

Все речные воды содержат то или иное количество взвешенных илистых частиц. Плодородие речного ила в основном зависит от минералогического и химического состава переносимых частиц, т. е. в конечном счете от климата, геологии, рельефа и почв данного речного бассейна. Поэтому в каждом ирригационном проекте необходимо уделить особое внимание количеству и качеству взвешенных наносов. Чем больше в нем таких минералов, как полевой шпат, слюда, глины, чем больше свежего органического вещества и гумуса, тем выше естественное плодородие ила. Еще со времен древнего Египта известно, каким высоким плодородием отличается нильский ил. Ниже приводится химический сток р. Нил у г. Каира (в т):

	В растворе	Во взвешенном состоянии
Среднее суммарное за год	10 700 000	56 890 000
Среднее суммарное за 4 паводковых месяца	7 230 000	55 200 000
Среднее суммарное за остальные 8 месяцев	3 470 000	1 690 000
Среднее за день в течение паводковых месяцев	59 000	452 000
Среднее за день в течение остальных 8 месяцев	14 300	6 500

селен, мышьяк, сурьма, элементы группы висмута и различные металлы, как, например, Cu, Co, Ni, Zn, Ti, Zr, Va и Mo.

В оросительной воде может быть и такой микроэлемент, как бор (табл. 24), оказывающий сильное влияние на рост растений, как положительное, так и отрицательное (при повышенных концентрациях). Самая высокая концентрация бора в мире наблюдается в Японии (1,3—1,9 мг/л). В США нередко отмечаются случаи повышенного содержания бора в оросительной воде.

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ В СОСТАВЕ ОРОСИТЕЛЬНОЙ ВОДЫ

Солевой состав оросительной воды не является статичным, он непрерывно меняется. Поэтому оценка оросительной воды должна быть основана на данных о сезонных колебаниях содержания в ней солей. Состав текущих поверхностных вод меняется под влиянием осадков. На рис. 15 показаны сезонные изменения содержания солей в р. Тигр у Багдада в зависимости от выпадения осадков по месяцам.

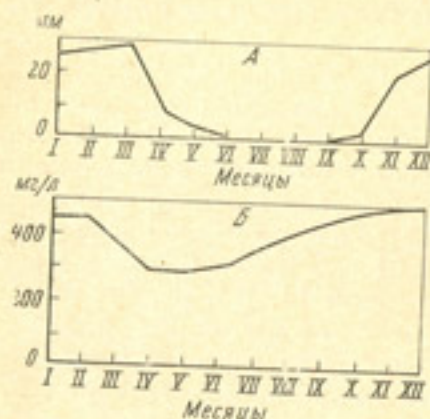


Рис. 15. Среднее количество осадков по месяцам (А) и колебание среднего содержания растворенных солей (Б) р. Тигр у Багдада (Dielman, 1963)

Отсутствие дождей и интенсивное испарение в течение сухого времени года способствует повышению концентрации солей в озерах. В то время как в больших открытых озерах (например, Тивериадское оз.) повышение концентрации солей в связи с такими климатическими условиями составляет не более 20%, в мелководных озерах оно может достигать 100%.

Контакт между почвой и оросительной водой также может приводить к резкому повышению концентрации солей, особенно в условиях затопления. В табл. 25 показано повышение содержания солей в оросительной воде, застаивающейся на различных участках рисовых полей в долине р. Дунай.

Можно отметить, что первоначальное содержание солей в воде было низким (электропроводность 330 мкмо/см); после стояния на поле электропроводность ее превысила 4000 мкмо/см.

В то время как глубоко залегающие грунтовые воды не обнаруживают сезонных колебаний содержания солей, в близких грунтовых водах оно меняется, являясь функцией испарения, осадков и техники орошения.

Химический анализ ильского ила был проведен Хамди, и полученные им данные свидетельствуют о плодородии этого ила. Исследования, проведенные в дельте Аму-Дарьи, показывают, что ежегодно 1 га орошаемой земли получает вместе с осаждающимся илом следующие компоненты (в кг/га):

Общее количество ила	40 000	Общее количество P_2O_5	50
Общее количество гумуса	250	$CaSO_4$	60
Общее количество азота	20	Общее количество Ca (включая $CaSO_4$)	4500
Общее количество K_2O	1000	Общее количество MnO	40
Усваиваемый K_2O	50	Общее количество TiO_2	130

К этому следует добавить огромное количество одновременно откладываемого свежего и полуразложившегося органического вещества.

Ниже приводится химический состав глинистой фракции взвешенных наносов Ила (в %) во время паводкового сезона 1954 г. по Х. Хамди (Kovda, Berg, Nagan, 1967)

SiO_2	44,94	K_2O	1,77	Org. C	1,14
Al_2O_3	14,81	Na_2O	1,38	Org. N	0,09
Fe_2O_3	13,99	H_2O^-	8,37	C/N	14,5
CaO	3,98	H_2O^+	8,57	Карбонаты	0,09
MgO	1,60	$SiO_2 : Al_2O_3$	3,21		

Накопление питательных веществ в орошаемых почвах в результате использования для орошения вод трех крупнейших рек Средней Азии: Зеравшана, Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи показано в табл. 26.

Длительное отложение питательных элементов в виде осадка, остающегося на поле после каждого полива, поддерживает плодо-

Таблица 26

Ежегодное накопление питательных веществ в почвах Средней Азии в результате отложения из оросительных вод (по Молодцову, 1963), кг/га

Речка	Всего	Гумус	N	Ca	K_2O	P_2O_5
Зеравшан	20000	70	—	2350	486	43
Аму-Дарья	40000	250	20	4500	—	50
Сыр-Дарья	—	—	—	1300	119	7

родие орошаемых почв на стабильном уровне. Вегетационные опыты, проведенные в лаборатории В. А. Ковды, показывают, что внесение амударьинского ила улучшает плодородие орошаемых почв Средней Азии (табл. 27).

Таблица 27

Влияние амударьинского ила на плодородие почв

Схема опыта	Урожай пшеницы	
	г	%
Почва + NP	$7,2 \pm 0,0$	100
Почва + NP + 10% ила	$13,6 \pm 1,1$	190
Почва + NP + 30% ила	$14,1 \pm 0,9$	196
Почва + NP + 50% ила	$10,3 \pm 1,1$	143
Почва + NP + 70% ила	$10,5 \pm 0,7$	146
100% ила + NP	$8,2 \pm 0,0$	114

Как видно из данных таблицы, амударьинский ил не является инертным материалом, а в сочетании с удобрением способен значительно повысить урожайность орошаемых почв.

Существует также много других аспектов этой проблемы в связи с отложениями ила в оросительных системах. Продолжающееся год за годом отложение речного аллювия на поверхности полей приводит к непрерывному повышению уровня почвы и к улучшению в определенных случаях условий дренаживания.

В заключение следует сказать, что при проектировании оросительных систем следует оценивать количество и качество ила, содержащегося в воде, не только с агрономической точки зрения, но также с точки зрения долгосрочной динамики отложения ила в будущей оросительной системе с тем, чтобы сохранить оптимальное распределение этого осадка. По возможности надо стремиться к равномерному распределению аллювия на орошаемых полях и к предотвращению чрезмерного разделения наносов на различные фракции, образования чашеобразного рельефа и чрезмерного варьирования качества почв.

Многие ученые и инженеры, работающие в области орошения, предпочитают задерживать взвешенные в воде частицы в особых резервуарах, предназначенных для очистки и осветления воды путем отстаивания. Совершенно ясно, что этот метод защищает поля от осаждения взвешенного аллювия. Но с агрономической точки зрения чистая, светлая вода гораздо менее полезна, чем вода, несущая ил. В то же время инфильтрация чистой воды происходит в несколько раз интенсивнее, чем инфильтрация мутной. Чем чище

оросительная вода, тем больше потери на фильтрацию при движении ее по каналам. Чем мельче частицы, взвешенные в турбулентном потоке, тем сильнее они проникают в пористую массу почвы, образующую дно канала. Это явление, известное под названием автокальматажа, выражается в заливании пор почвы, что снижает проницаемость почвы и снижает инфильтрацию воды. Установлено, что в древних каналах среднеазиатских республик в результате автокальматажа дно и стенки канала после 30—40 лет эксплуатации покрываются слоем толщиной в 20—25 см, обогащенным коллоидальными частицами и соединениями углекислого кальция. Поэтому при чистке каналов рекомендуется не трогать этот кальматированный слой, поскольку он предотвращает инфильтрацию оросительной воды. Проектировщики должны не забывать о том, что чем чище и светлее оросительная вода, тем больше ее теряется в каналах благодаря отсутствию автокальматажа.

ИЗМЕНЕНИЯ В ПОЧВЕ ПРИ ОРОШЕНИИ СОЛЕНОЙ ВОДОЙ

Конечные результаты длительного воздействия оросительных вод на различные типы почв зависят от свойств самой почвы и особенно от естественных условий дренажа и баланса грунтовых вод и солей. Как известно, гранулометрический состав, проницаемость, а также степень засоления, щелочность и кислотность почв колеблются в широких пределах в зависимости от географического расположения (пустыни, влажные тропики, северные районы). Результаты длительного орошения зависят также от количества осадков, распределения их по временам года и величины испарения.

Теоретически трехчленная система вода — почва — растение допускает множество различных сочетаний, что может иметь самые различные долгосрочные последствия, которые трудно предвидеть. Тем не менее успешное проектирование, создание и эксплуатация оросительных систем возможны на основе глубокого понимания взаимодействия этой триады в различных условиях. Необходимо различать прямое, косвенное и комбинированное воздействие воды на орошаемые почвы.

Прямое химическое воздействие воды на орошаемые почвы

Как правило, воды рек, источников, озер, а также дренажные и грунтовые воды в той или иной степени минерализованы. Конечный результат химического воздействия такой воды на почву зависит от того, испаряется ли вода полностью или частично удаляется в результате естественного или искусственного дренажа после каждого полива. В первом случае все растворенные соеди-

нения отлагаются и накапливаются в почве. В результате использование воды с относительно высоким содержанием солей быстро приводит к резкому повышению содержания солей в почве, как, например, в Техасе (табл. 28).

Таблица 28

Увеличение засоленности при использовании оросительной воды
разного качества в Техасе

(Longenecker and Lyster, 1959)

Район исследования, почва	Качество оросительной воды		Дли- тель- ность ороше- ния, годы	Глубина, см	Электропроводность водной вы- тяжки из почвы в состоянии пасты (для средних почв вода : почва ~ ~ 1 : 1)			
	ЕС×10 ⁶ при 25° С	г/г			неорошаемые		орошаемые	
					ЕС×10 ⁶ при 25° С	г/г	ЕС×10 ⁶ при 25° С	г/г
Низменность Лабо. Красно- вато-коричне- вый тяжелый суглинок, мало- проницаемый	454	0,32	5—7	0—25	650	0,44	740	0,5
				25—60	1430	0,93	1300	0,85
				60—90	2700	1,75	2960	1,85
				90—120	3445	2,10	4000	2,50
Уайльд Хорс. Красновато-ко- ричневая су- хень и сугли- нок	1960	1,27	5—7	0—25	480	0,34	1190	0,78
				25—60	50	0,01	1650	1,10
				60—90	730	0,47	1780	1,15
				90—120	1140	0,73	1690	1,10
Пекос. Серая пыль и пыле- ватый сугли- нок	4390	2,7	15—20	0—25	1915	1,25	5525	3,40
				25—60	2190	1,45	5595	3,60
				60—90	2770	1,80	5580	3,60
				90—120	3285	2,10	5165	3,10

Засоленность почв может значительно увеличиться после орошения соленой водой даже в течение одного сезона. При недостаточном количестве осадков в период вегетации все соли, которые приносятся с оросительной водой при обычном орошении, без применения промывок, остаются в корнеобитаемой зоне почвы. Накопление солей в почве при этом прямо зависит от количества солей, содержащихся в оросительной воде, и величины оросительной нормы.

Содержание хлоридов в почве после длительного орошения зависит от их содержания в оросительной воде и среднегодового количества осадков. Влияние почвы на накопление хлоридов показано на рис. 16.

В районе со среднегодовым количеством осадков 250 мм в почве тяжелого механического состава при орошении водой с содержанием

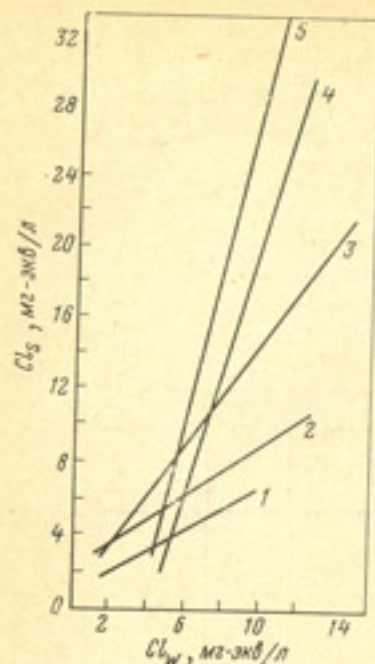


Рис. 16. Накопление хлоридов в пяти различных почвах

Cl_s — содержание хлор-иона в вытяжке из почвы при влажности пасты; Cl_w — содержание хлор-иона в оросительной воде; 1 — песчаная почва, 2 — легкий суглинок; 3 — плотная глинистая почва, 4 — темно-юричевая слитая почва, 5 — аккумулятивная темно-коричневая почва

хлоридов 10 мг-экв/л накопление хлоридов в растворе почвы при влажности пасты (влажность 60%) составило более 10 мг-экв/л. При том же количестве осадков и той же оросительной воде в песчаных почвах такого накопления не наблюдалось.

В случае, когда оросительная вода частично удаляется путем дренажа, после того как часть воды испарилась, в почве отлагаются лишь менее растворимые соединения (гидроксиды железа и алюминия, кремния, карбонат кальция, сульфат кальция); более растворимые соединения, как например, сульфаты и хлориды магния и натрия, растворяются оросительной водой и выносятся из верхнего слоя почвы. Совершенно ясно, что использование для орошения вод, содержащих кислоты, будет иметь совершенно другие последствия. Кислые компоненты, присутствующие в оросительной воде, например следы серной или соляной кислоты, разрушают карбонат кальция и глинистые минералы и выносят продукты разрушения с инфильтрационным раствором в подпочвенные горизонты.

Помимо этого, следует различать по крайней мере следующие виды прямого воздействия оросительной воды на почву при каждом очередном поливе: а) разбавление концентрации почвенных растворов; б) дополнительное растворение некоторых химических компонентов почвы; в) временное повышение щелочности почвенных растворов после полива; г) десорбция и абсорбция катионов в системе почва — вода. Ниже дается краткий анализ этих явлений.

Разбавление концентрации почвенных растворов

Отделяя почвенную влагу от почвы при помощи особого пресса или путем замещения ее спиртом, можно получить так называемый почвенный раствор. Многочисленными исследованиями (Ковда, 1946, 1947) доказано, что действительная концентра-

ция солей в таких почвенных растворах, как правило, значительно выше, чем концентрация солей в любых типах вод, обычно применяемых для орошения. Даже в самых лучших незасоленных орошаемых почвах Средней Азии и Закавказья концентрация солей в почвенном растворе составляет приблизительно 4—8 г/л. В средnezасоленных почвах концентрация почвенного раствора гораздо выше, она достигает 20—30 г/л. В сильнозасоленных почвах, включая солончаки, концентрация почвенного раствора в верхних горизонтах доходит до 100—300 г/л. Типичная концентрация оросительных вод лучшего качества (большая часть крупных рек мира) колеблется в пределах 0,2—0,5 г/л. Использование этих вод для орошения приводит к очень сильному разбавлению концентрированных почвенных растворов, имеющихся в орошаемых засоленных почвах. Даже солоноватые оросительные воды с концентрацией порядка 2—3—5 г/л в несколько раз менее концентрированы, чем почвенный раствор засоленных почв. Вот почему каждый полив сопровождается резким временным понижением концентрации солей в почвенном растворе верхних горизонтов почвы. Морская вода, в которой среднее содержание солей составляет 35 г/л, является в 3—8 раз менее концентрированной, чем почвенные растворы типичных солончаков. Использование даже морской воды для промывок таких солончаков будет вызывать разбавление концентрации их почвенных растворов.

Именно на этом явлении основаны поразительные случаи успешного использования минерализованных солончаковых вод для орошения в пустынях. Вредное воздействие минерализованной оросительной воды является результатом кумулятивного обогащения почвы растворимыми солями после множества поливов, при отсутствии эффективного дренажа и достаточного последующего выщелачивания накапливающихся солей. После каждого полива разбавленный почвенный раствор, транспирируясь растениями и испаряясь, снова концентрируется. Если разведение достаточно велико и если солоноватые оросительные воды достаточно интенсивно удаляются с поля путем дренажа, относительно высокая концентрация оросительной воды может не приносить вреда. Согласно исследованиям (Ковда, 1946, 1947), губительный для растений уровень концентрации почвенного раствора составляет около 12—15 г/л. Обычные растения, такие, как хлопок и люцерна, не могут существовать при более высокой концентрации растворов. Это означает, что любая оросительная вода, в которой концентрация солей ниже этого предела и составляет, например 3—5—7 г/л, может быть успешно использована для улучшения и полива засоленных почв. Единственное, но важное условие заключается в том, что необходимо поддерживать преобладающее нисходящее движение почвенных вод, чтобы предотвратить сколько-нибудь значительное накопление растворимых солей в верхних слоях почвы.

Растворение некоторых химических компонентов почвы

В любой почве наблюдается подвижное равновесие между компонентами, растворенными в почвенном растворе, и кристаллами солей. Менее растворимые соли — карбонат кальция, сульфат кальция и, в условиях низкой температуры, сульфат натрия обычно присутствуют в почве и в растворе и в виде кристаллов. Оросительная вода может играть роль очень сильного растворителя этих солей. Чем преснее оросительная вода, тем более она способна растворять химические отложения, присутствующие в почве. Если оросительная вода является очень пресной и даже имеет кислую реакцию в результате присутствия углекислоты, она способна растворять карбонат кальция, превращая его в бикарбонат, а также гипс и сульфат натрия. Таким образом, конечный химический состав компонентов в почвенном растворе после каждого полива будет сильно отличаться от состава оросительной воды. Оросительная вода даже с высокой концентрацией, достигающей 5—7 г/л, особенно, если она содержит растворенный хлористый натрий, обладает большой способностью растворять отложенные в почве карбонат и сульфат кальция и значительно изменять первоначальный химический состав. Это явление может оказывать очень сильное положительное действие на физиологическую токсичность солей. С другой стороны, многие растворимые компоненты, присутствующие в оросительной воде, после полива могут отлагаться в почве в виде кристаллов солей. Например, если оросительная вода содержит растворенный карбонат или бикарбонат натрия и в почве содержится некоторое количество гипса или хлористого кальция, то в осадок выпадает CaCO_3 . Как только полив закончен и начинается испарение, менее растворимые компоненты постепенно переходят в твердую фазу почвы.

Временное резкое увеличение щелочности почвы после полива

Следует особо подчеркнуть одно важнейшее явление: временное, иногда очень резкое повышение щелочности почвенного раствора после полива (Ковда, 1946). Было установлено, что чем выше концентрация почвенного раствора перед поливом, тем больше повышается щелочность после полива. pH с величин до полива порядка 7—8 повышается после полива до 9—10, что очень вредно для хлопка, люцерны и многих других орошаемых культур (рис. 17, 18). Повышенная щелочность иногда сохраняется в почве на протяжении 3—4 дней, в зависимости от температуры и биохимических условий среды, а затем постепенно возвращается к прежнему уровню. Ниже приводится пример изменения pH в зависимости от разбавления растворов, выделенных из сильно-

засоленных почв (начальная концентрация 325,8 г/л, объем выделенного почвенного раствора 15 см³):

Объем прибавленной воды, см ³	pH	Объем прибавленной воды, см ³	pH
0	7,98	410	8,92
5	8,93	870	8,60
10	9,18	1210	8,24
30	9,18	1710	8,02
130	9,18	2210	8,02
260	9,18		

Разбавление концентрированного почвенного раствора сопровождалось повышением как pH, так и титруемой щелочности.

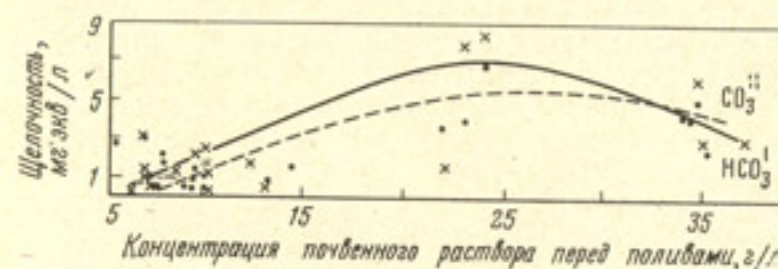


Рис. 17. Щелочность почвенных растворов в зависимости от их концентрации

Лишь при стократном разведении повышение щелочности сменялось постепенным уменьшением ее, с возвращением к первоначальному уровню. Явление временного повышения щелочности хорошо известно в Азии и Закавказье, так как оно иногда приводит к гибели орошаемого хлопка, люцерны и риса. Для избежания этого приходится использовать повышенные нормы оросительной воды,

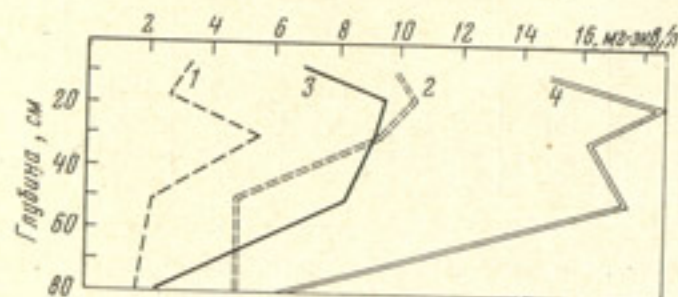


Рис. 18. Динамика щелочности в почвенных растворах орошаемых почв Ферганской долины

До полива, 7 июля: 1 — CO_3^{2-} ; 2 — HCO_3^- ; после полива 10 июля: 3 — CO_3^{2-} ; 4 — HCO_3^- .

чтобы добиться максимального разведения почвенного раствора и удалить щелочные продукты. Гораздо лучше, однако, заранее провести мелиоративные мероприятия, для того чтобы устранить всякую возможность повышения щелочности после полива.

Изменения в составе поглощенных катионов (проблема вторичного осолонцевания)

Одним из важнейших аспектов рассматриваемой проблемы является влияние длительного воздействия оросительной воды на поглощенные катионы почвы. Это влияние может быть положительным или отрицательным и выражаться в повышении или снижении естественного плодородия почвы. Особенно важно предвидеть опасность, связанную с вторичным осолонцеванием почвы в результате длительного орошения. Солонцеватость значительно снижает продуктивность обрабатываемых почв. В табл. 29 показано воздействие оросительных вод двух типов с различным содержанием Na на одну и ту же почву после семи лет орошения. Из этих данных следует, что до орошения процентное содержание обменного натрия было невелико, а после семи лет орошения почвы стали солонцеватыми.

Таблица 29

Изменения содержания обменного натрия в почвах после 7 лет орошения водой, содержащей натрий

Глубина образца, см	Исходное содержание Na в оросительной воде 5,7 мг-экв				Исходное содержание Na в оросительной воде 18,4 мг-экв			
	до орошения		после орошения		до орошения		после орошения	
	мг-экв на 100 г почвы	% от емкости	мг-экв на 100 г почвы	% от емкости	мг-экв на 100 г почвы	% от емкости	мг-экв на 100 г почвы	% от емкости
0—30	3,7	14,2	4,2	16,0	3,4	12,9	7,2	22,0
30—60	4,1	14,5	5,0	18,9	4,4	14,6	7,6	28,9
60—90	5,0	16,8	7,0	26,1	5,1	16,1	8,9	29,0

Подщелачивание почвы имеет более резко выраженный характер, когда в орошаемой почве присутствуют карбонат и бикарбонат натрия, которые определяются по разности: $(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}) - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$.

Исследование вод Нила и Тигра в течение длительного времени (табл. 30) показывает, что вода Нила, содержащая меньше $\text{Ca}^{2+} +$

Таблица 30

Химический состав вод Нила и Тигра (Eaton, 1950,) мг-экв/л

Источник	Годы	Катионы		Анионы			Остаточный бикарбонат натрия
		$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	Na^+	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	
Паводок							
Нил, 4 месяца	1906—1936	1,21	0,50	1,44	0,16	0,14	0,23
Тигр, 3 месяца	1925—1928	3,24	0,38	2,75	0,49	0,39	0,00
Межень							
Нил, 8 месяцев	1906—1936	1,59	2,04	3,03	0,23	0,46	1,44
Тигр, 9 месяцев	1925—1928	4,42	0,71	3,56	0,94	0,63	0,00

+ Mg^{2+} , приводит к образованию щелочной почвы в результате появления карбоната натрия, в то время как вода Тигра не оказывает такого воздействия.

Исследования, проведенные советскими, индийскими, американскими и английскими учеными, свидетельствуют о том, что плодородие щелочных почв связано с содержанием в них обменного натрия, их щелочностью и pH (табл. 31).

Таблица 31

Зависимость между щелочностью почв и их плодородием

Показатель	Обменный натрий, % от емкости и обмена			
	5	10—15	25—30	50
Общая щелочность водной вытяжки (HCO_3^-), % к весу почвы	0,02—0,04	0,05—0,06	0,07—0,08	0,1—0,2
pH водной вытяжки или почвенной пасты	7,5—8,4	8,5—9,0	9,0—9,5	9,5—10
Относительное плодородие почвы, %	100	60—75	20—30	0,00

Присутствие натрия в оросительной воде отражается также на физических свойствах почвы, в частности на ее проницаемости вследствие влияния Na^+ на набухание и дисперсность глинистых минералов. Если отношение Na^+ к сумме катионов в оросительной воде является высоким, а то же отношение в исходной почве является низким, повышение содержания Na^+ в поглощающем комплексе приводит к уменьшению проницаемости. Концентрация натрия,

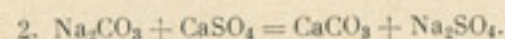
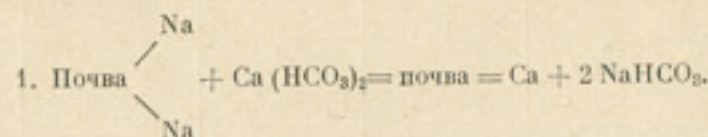
которая приводит к снижению проницаемости на 10—15% по сравнению с первоначальной, называется «порогом концентрации» (Quirk a. Schofield, 1955). С другой стороны, общее повышение содержания электролитов в оросительной воде приводит к повышению проницаемости щелочных почв (рис. 19). Аналогичные результаты были получены Файрменом и Бодманом (Fireman a. Bodman, 1939).



Рис. 19. Концентрация электролита, необходимая для поддержания проницаемости почв при различном содержании обменного Na⁺ (Quirk, Schofield, 1955)

Высокая концентрация электролитов может оказывать влияние на проницаемость; на основе этого было высказано предположение, что промывка солонцовых почв может быть начата водой с достаточно высоким содержанием электролитов, с тем чтобы повысить проницаемость почвы и тем самым облегчить выщелачивание (Reeve a. Bower, 1960).

Нормальная (т. е. несоленая и нещелочная) оросительная вода с концентрацией порядка 0,2—0,5 г/л обычно оказывает положительное влияние на щелочные почвы. В водах этого типа среди катионов обычно преобладает кальций. В результате орошения в течение нескольких лет или десятилетий пресными кальций содержащими водами щелочные почвы становятся более нейтральными, а их физические, химические и биологические свойства значительно улучшаются. Это происходит в результате реакций следующего типа:



Скорость этой реакции зависит от количества кальция в оросительной воде и от степени солонцеватости орошаемой почвы.

Слегка щелочные воды (содержащие бикарбонат и карбонат натрия), источником которых являются ключи, озера, а также грунтовые воды, как правило, содержащие 0,7—1,5 г/л солей, после нескольких лет орошения могут привести к сильному осолонцеванию почв, вплоть до полной дезагрегации и накопления в почве поглощенных натрия и магния, а также свободных карбоната и

бикарбоната натрия. Это может привести к снижению и даже к полной потере плодородия орошаемой почвы.

Этот вопрос специально изучался почвоведом в различных странах. Было установлено, что избыток свободных карбоната и бикарбоната натрия в оросительной воде крайне опасен. Испарение воды после полива сопровождается отложением карбонатов кальция и магния, и почвенные растворы становятся более натриевыми и щелочными. При этом значительно повышается сорбция натрия и десорбция кальция в почвах. Физические, химические, гидрологические свойства и плодородие почв ухудшаются. Это явление наблюдалось во многих районах США (Калифорния, Дакота, Юта, Невада и т. д.).

Интенсивность абсорбции натрия повышается пропорционально концентрации соды в воде (рис. 20). Однако даже самые разбавленные растворы соды (1—2 мг-экв/л) в оросительной воде в результате многократных поливов вызывают сильное подщелачивание. И. Н. Антипов-Каратаев (1961) установил следующую математическую зависимость между сорбцией натрия и концентрацией соды:

$$Y = k_1 + k_2 \log C,$$

где Y — обменный натрий, мг-экв на 100 г почвы; C — концентрация соды, мг-экв/л оросительной воды, а K_1 и K_2 — коэффициенты ($K_1 = 12$, $K_2 = 92$).

Гипс, находящийся в почве, нейтрализует щелочные соединения. К счастью, верхние горизонты многих засоленных почв очень богаты гипсом и кратковременное использование щелочных вод для орошения таких почв неопасно. Однако в засушливых и полувзасушливых зонах имеются почвы, лишенные гипса в верхних горизонтах, как, например, почвы прерий, черноземы, каштановые почвы, сероземы, луговые почвы и т. д. Использование щелочных вод на таких почвах неизбежно приведет к вторичному осолонцеванию.

Солонцовые почвы можно улучшить, а вторичное осолонцевание предотвратить путем внесения гипса и органических удобрений, выделяющих углекислоту. Если на орошаемых почвах гипс содержится в горизонтах на глубине 30—40 см, этот гипс может быть путем глубокой вспашки мобилизован и перемещен в верхние горизонты во избежание их осолонцевания. Следует

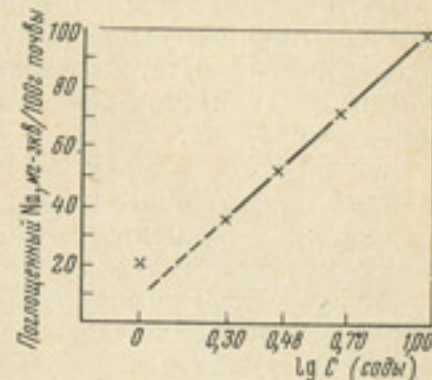


Рис. 20. Зависимость интенсивности поглощения натрия от концентрации его в растворах (по Антипову-Каратаеву и Кадер)

учитывать, что в результате орошения щелочной водой на протяжении десятилетий естественные запасы гипса почвы могут истощиться, что вызовет необходимость в дополнительном внесении гипса (или непосредственно в почву, или с оросительной водой).

Указанная выше зависимость осолонения почв от содержания натрия в оросительных водах была установлена главным образом в искусственных, лабораторных условиях, при использовании чистых растворов какой-либо соли или смеси двух растворимых солей, концентрация которых оставалась неизменной на протяжении всего опыта. Экспериментальные образцы почв для этих исследований обычно брались из незасоленных и несолонцеватых плодородных почв.

Используемые в практике орошаемого земледелия минерализованные оросительные воды с концентрацией 5—7—10 г/л часто содержат большое количество бикарбоната и сульфата кальция. В таких случаях, несмотря на высокое отношение натрия к кальцию, щелочность почвы не повышается. После полива, вслед за интенсивным испарением почвенного раствора, происходит немедленное осаждение сульфата и карбоната кальция, насыщающих почвенный раствор. При следующем поливе ранее отложившиеся кальциевые соединения частично растворяются, и одновременно выщелачиваются оставшиеся растворы хлористого натрия. Таким образом, применение солоноватой воды с повышенной минерализацией нередко влечет за собой накопление в почве гипса и карбоната кальция, что предотвращает потенциальное осолонение и улучшает свойства солонцеватых орошаемых почв.

Надо учесть, что естественные почвы очень богаты CO_2 , что в какой-то мере способствует подкислению почвенного раствора и образованию бикарбоната кальция. Можно предположить, что фактический обмен катионами между почвой и раствором в природных условиях значительно отличается от реакций, наблюдаемых в искусственных опытах, из которых исключаются такие факторы, как сложные смеси солей, явления разбавления и испарения и влияния самих почв, часто содержащих карбонаты кальция и гипс.

Тем не менее сказанное выше не меняет вывода в отношении потенциального эффекта осолонения в результате действия содосодержащей воды низкой концентрации на почвы, лишенные гипса.

Само собой разумеется, что длительное воздействие оросительной воды на состав поглощенных катионов почвы гораздо сложнее и вызывает не только изменение щелочности. Можно говорить о нейтрализации или повышении кислотности орошаемых почв, об их заизвестковании и т. д. (табл. 32).

Оросительные воды обычно содержат некоторое количество растворенных соединений N, P, K, Mg, Ca и микроэлементы (Ni, Co, Cu и др.), которые играют очень важную роль в питании растений.

Возможность сочетания системы «почва — вода»

Воды	Почвы	Последствия длительного орошения
Нормальные, с концентрацией 0,2—0,4 г/л; нейтральная реакция; преобладание Са	Нормальные кислые	Положительные, устойчивое плодородие
	Щелочные	Положительные, постепенное рассолонение
Щелочные, с концентрацией 0,6—2,0 г/л, высокое содержание карбоната и бикарбоната натрия	Нормальные	Отрицательные, осолонение
	Щелочные	Резко отрицательные, повышение щелочности
	Кислые Гипсосодержащие	Нейтрализация почв Положительное, без подщелачивания
Кислые, с содержанием H_2CO_3 , H_2SO_4 и т. д.	Нормальные	Слабое повышение кислотности
	Щелочные	Положительные, улучшение почв
	Кислые	Сильное повышение кислотности

Специфическое химическое и биохимическое действие воды

Использование солоноватых оросительных вод оказывает угнетающее действие на фиксацию азота, нитрификацию и аммонификацию почв. В последнее время установлено, что оросительные воды могут вызывать некоторые признаки заболачивания сельскохозяйственных культур. В Калифорнии понижение проницаемости почвы в результате орошения слабоминерализованной водой с относительно высоким содержанием натрия привело к распространению вилта. Вершинная гниль томатов внешне походила на болезнь, но в действительности была связана с нарушением питания, так как она вызывалась использованием для орошения воды с высоким содержанием кальция, который оказывает угнетающее действие на усвоение растением калия.

Качество воды, по всей вероятности, является существенным фактором и таких проблем, как:

1. Образование или цементация глинистых слоев, «твердых прослоек» и плотных известковых отложений.

2. Коррозия металлических труб (кислыми и «корродирующими» водами).

3. Разложение некоторых цемента (водами с высоким содержанием сульфатов).

4. Вредные отложения карбоната кальция в глубинных напосах (из вод с высоким содержанием бикарбоната кальция).

Очень большую роль в оценке качества оросительной воды могут играть микроэлементы. Например, литий, содержащийся в некоторых водах Калифорнии, вызывает ожог кончиков и краев листьев цитрусовых и их деформацию при концентрациях в оросительной воде менее 0,1 мг/л.

АНАЛИЗ ВОДЫ

Анализ оросительной воды и оценка ее качества должны включать определение суммарного содержания солей, pH, состава анионов и катионов, содержания микроэлементов, имеющих особое значение для данной культуры.

Суммарное содержание солей определяется либо путем измерения удельной электропроводности, выражаемой в мкмо/см при 25°C, либо путем определения суммы солей в миллиграммах на литр, что следует предпочесть. Обычно определяются такие катионы, как Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ и K⁺, а иногда также Cu²⁺, Fe²⁺ и Li⁺. Иногда, помимо указанных выше катионов и анионов, определяется также содержание бора и окиси кремния.

Для того чтобы определить пригодность для орошения той или иной воды, надо учесть следующие пять факторов: 1) химический состав воды, 2) особенности орошаемой культуры, 3) свойства почвы, 4) климат, 5) существующую агротехнику. Взаимодействие всех этих пяти факторов по существу представляет собой основу для определения пригодности вод.

Качество воды по химическому составу определяется суммарным содержанием солей и ионным составом. В некоторых условиях необходимо учитывать присутствие микроэлементов.

Следует учитывать, что различные соли оказывают неодинаковое токсическое действие на сельскохозяйственные культуры. Оценка оросительной воды должна основываться на устойчивости той или иной культуры или тех или иных культур, участвующих в севообороте, к суммарному содержанию солей или к концентрации специфических ионов.

Устойчивость той или иной культуры к засолению определяется концентрацией почвенного раствора, которая приводит к снижению урожая по сравнению с урожаем, получаемым при отсутствии засоления. В США в качестве предела устойчивости к суммарному содержанию солей для полевых и фуражных культур принимается 50%-ное снижение урожайности. В Нидерландах и Алжире в качестве таких пределов соответственно принимается снижение на 25 и на 20%. В США степень засоления определяется по содержанию солей в нижней части корнеобитаемой зоны, в то время как

в Нидерландах в качестве критерия принимается засоленность верхнего слоя почвы. В табл. 33 дано сравнение пределов устойчивости некоторых культур, принятых в этих трех странах. Несмотря на различие условий сходство вытекающих из полученных данных рекомендаций поразительно. Это свидетельствует о том, что данные, полученные для одного района, с немногими оговорками, могут быть распространены на другие районы.

Таблица 33

Устойчивость некоторых культур к засолению почв

Культура	США		Алжир		Нидерланды	
	ЕС-10 ³	сумма токсичных солей, % на сухую почву	ЕС-10 ³	сумма токсичных солей, % на сухую почву	ЕС-10 ³	сумма токсичных солей, % на сухую почву
Ячмень	18	0,8	17	0,65	13	—
Сахарная свекла	16	0,65	—	—	14	0,55
Хлопок	16	0,65	12	0,55	10	0,45
Пшеница	14	0,50	14	0,50	13	0,50
Овес	12	0,55	12	0,55	—	—
Кукуруза	7,5	0,35	7	0,30	—	—
Бобы	3,0	0,10	4	0,15	4	0,15

Изменение свойств почвы при контакте с соленой водой зависит от содержания солей в почве и ее физических характеристик. Механический состав почвы (присутствие или отсутствие глинистых частиц) отражается на адсорбции солей и ионов поглощающим комплексом, что в свою очередь изменяет водно-физические свойства почвы. Кроме того, на распределение солей в профиле почвы влияет наличие непроницаемого слоя, а также уровень грунтовых вод.

Первоначальный химический состав почвы также влияет на характер обменных реакций, происходящих при контакте между соленой водой и почвой. Использование соленой воды для орошения незасоленной почвы приведет к засолению последней. С другой стороны, орошение сильно засоленной почвы тоже соленой водой при наличии хорошего дренажа может снизить степень ее засоления.

При оценке пригодности воды для орошения надо учитывать, что суммарное испарение и количество осадков являются двумя важнейшими элементами климата. Интенсивность суммарного испарения определяет то предельное количество соленой воды, которое может быть дано в течение вегетационного периода данной культуре на данной почве. Эта интенсивность отражается также на

частоте и обильности поливов и, следовательно, на сезонной динамике солей в почвенном профиле. Второй климатический фактор, который надо учитывать, — это количество и распределение осадков. Одно и то же количество осадков, распределенное равномерно на протяжении вегетационного периода, разбавит почвенный раствор, но не приведет к такому выщелачиванию солей из профиля почвы, как равное количество осадков, выпавших в течение более короткого периода. Конечно, степень выщелачивания будет различной в районах с различным количеством осадков. Количество и распределение осадков влияют также на глубину выщелачивания.

Накопление солей в почве и в растении зависит от техники орошения. Использование для орошения количества воды, меньше потребляемого растением, приведет к тому, что все соли, находящиеся в воде, останутся в корнеобитаемой зоне. Увеличение количества воды, используемой для полива, приведет к выщелачиванию солей из корнеобитаемой зоны, причем может быть достигнуто равновесие между солями в воде и солями, остающимися в почве.

Отсутствие хорошего дренажа в районах орошения с высоким уровнем грунтовых вод приведет к исчезновению нормального сухого слоя почвы, отделяющего орошаемый профиль от подпочвы, что вызовет повышение содержания солей в почве.

Относительно соленая вода при поливе по бороздам на проницаемой почве не окажет вредного воздействия на развитие растений, но то же количество воды, примененное для орошения путем дождевания, может снизить урожайность.

ОЦЕНКА ОРОСИТЕЛЬНОЙ ВОДЫ

Ввиду того что для орошения используется вода различных типов, необходимо разработать систему оценки качества воды, совершенно отличную от той, которая применяется в геохимических, промышленных и санитарных целях.

При оценке пригодности соленой воды для орошения надо учитывать следующее: опасность засоления, в том числе хлоридного и борного, осолонцевания, карбонатного подщелачивания.

В настоящее время невозможно предложить такую классификацию оросительных вод, которая могла бы быть использована в качестве практического руководства в любой местности и при любых условиях. Поэтому здесь дается сравнительный анализ существующих классификаций и указывается, как они применяются.

Опасность засоления

Требования, предъявляемые к воде с точки зрения опасности засоления, установленные Лабораторией засоленных почв США, приведены в табл. 34.

Таблица 34

Распределение оросительной воды по группам Лабораторией засоленных почв США

Классификация воды	Электропроводность мкмо/см при 25° С	Прибли- тельная кон- центрация солей, г/л
C1. Вода низкой солености, может быть использована для орошения большинства культур на большинстве почв, вероятность засоления невелика. Требуется некоторое выщелачивание, но оно фактически происходит при обычном орошении, за исключением орошения почв с исключительно низкой проницаемостью	0 до 250	>0,2
C2. Вода средней солености, может быть использована в условиях умеренного выщелачивания. Культуры, отличающиеся средней солеустойчивостью, можно выращивать, не применяя специальных мер для борьбы с засолением	250 до 750	0,2—0,5
C3. Воды высокой солености, не могут быть использованы на недостаточно дренированных почвах. Даже при хорошем дренаже могут потребоваться специальные меры для борьбы с засолением, причем следует выбирать культуры, обладающие высокой солеустойчивостью	750 до 2250	0,5—1,0
C4. Воды очень высокой солености, непригодны для орошения в обычных условиях; использование возможно в отдельных случаях при весьма специфических обстоятельствах. Почва должна обладать высокой проницаемостью, дренаж должен быть хорошим и оросительная вода должна подаваться в избытке, чтобы обеспечить значительное выщелачивание, причем следует выбирать культуры, обладающие очень высокой солеустойчивостью	2250 до 5000	1—3

В СССР воды с минерализацией 0,2—0,5 г/л считаются хорошими, а воды, минерализация которых составляет 1—2 г/л, считаются опасными с точки зрения засоления. Воды с минерализацией в 3—5—7 г/л могут использоваться для орошения только в порядке исключения и только при наличии идеального дренажа и применения поливов промывного типа.

Эта классификация была затем переработана Торном и Петерсоном (1952). В их системе даны следующие границы между различными классами вод (мкмо/см): меньше 250 (0,2 г/л) — низкая

соленость; 250—750 (0,2—0,5 г/л) — умеренная соленость; 750—2250 (0,5—1,5 г/л) — средняя соленость; 2250—4000 (1,5—2,5 г/л) — высокая соленость; 4000—6000 (2,5—3,7 г/л) — очень высокая соленость; больше 6000 (3,7 г/л) — чрезмерно высокая соленость. В табл. 35 приводится распределение оросительных вод по классам для западных штатов США, Алжира, Индии и Израиля.

Таблица 35

Распределение водных ресурсов по группам солености в четырех странах, в %

ЕС-10* при 25° С	Сумма солей, г/л	США * (Запад)	Алжир **	Индия *** (район Раджастанхана)	Израиль ****
Количество проб		1018	79	576	1507
250—750	0,2—0,5	53	5	13	36
750—2250	0,5—1,5	37	28	35	60
2250—4000	1,5—2,5	—	28	22	3
2250—5000	1,5—3,0	10	—	—	—
4000—6000	2,5—3,7	—	18	18	1
5000—20000	3,0—15,0	—	21	—	—

* Лаборатория засоленных почв США (1954 г.).

** Дюран (Durand, 1958).

*** Дарра и др. (Darra a. Mehta, 1963 г.).

**** Шальвет и др. (Schalvet a. Reininger, 1964 г.).

В Алжире относительно большой процент вод относится к классам с электропроводностью выше 2250 мкмо/см (1,5 г/л). Эти воды в основном и используются для орошения. В Индии (район Раджастанхана) также 40% вод классифицируется как высоко и очень высоко соленые. В Израиле, согласно приведенной выше классификации, 60% вод относятся к умеренно соленым.

Разнообразие местных условий и качества воды, используемой для орошения, вызвало необходимость в установлении новых границ между классами для различных районов. Дарра с сотрудниками (Darra a. Mehta, 1963) высказали предположение, что для условий Индии было бы правильнее, чтобы вода, электропроводность которой равна 750 мкмо/см (0,5 г/л), относилась к группе вод низкой солености.

Durand (1958) предложил, чтобы для Алжира границы чрезмерной солености были подняты до 20 000 мкмо/см (15,0 г/л).

Исходя из идеальных условий орошения (проницаемая почва и хороший дренаж), для Алжира была предложена видоизмененная классификация, основанная на учете содержания солей в воде, механического состава почв и солеустойчивости культур. Эта система приведена в табл. 36.

Таблица 36

Допустимый верхний предел солености оросительных вод для различных растений при разном механическом составе почв (по Durand, 1958)

Группа растений по солеустойчивости	Минерализация почвенного раствора *		Содержание токсичных солей, % на сухую почву	Песок		Сухость	Суглинок		Тяжелый суглинок		Глина	
	ЕС-10* **	г/л ***		ЕС-10* **	*** г/л		ЕС-10* **	г/л	ЕС-10* **	г/л	ЕС-10* **	г/л
I	<4000	<2,5	<0,45	2500	1,6	1,0	1000	0,6	800	0,5	400	0,3
II	400—10 000	2,5—7,0	0,45—0,45	6500	4,0	2,5	3000	1,9	2000	1,4	1000	0,6
III	>10 000	>7,0	>0,45	15 000—20 000	10—15	3,7—7,0	8000	5,4	6000	3,7	3000	1,9
Финиковая пальма				8000	5,4	2,5	3500	2,2	2400	1,6	1800	1,2
Садовые				42 000	8,5	4,5	5000	3,0	—	—	1800	1,2
Фруктовые				10 000	7,0	3,7	4500	2,6	3500	2,2	1600	1,0
Полевые												

* Раствор из почвы выделяется при влажности в состоянии пасты (вода : почва приблизительно 1 : 2 для песка, 1 : 1 для средних и 2 : 1 для тяжелых почв).

** ЕС-10* — электропроводность раствора при 25° С (оросительные воды и почвенный раствор).

*** г/л рассчитаны по электропроводности воды с бикарбонатно-хлоридно-сульфатным составом солей.

Саболич и Дараб предлагают определять максимально допустимое содержание солей в оросительной воде, применяя так называемую константу солевого режима. Термин «константа солевого режима» означает изменение содержания солей почвы в течение данного периода (обычно одного года). Она зависит от оросительной нормы, содержания солей в поливной воде и от объемного веса почвы. Это соотношение выражается следующим уравнением:

$$d = b - \left[a + \frac{cv}{Mt_{fs}} \cdot 10^{-5} \right],$$

где a — содержание растворимых солей в почве в начале наблюдений, г на 100 г почвы; b — содержание растворимых солей в почве во время последнего наблюдения, г на 100 г почвы; c — концентрация солей в оросительной воде, г/л (кг/м³); d — показатель солевого режима почвы, г на 100 г почвы; V — использованное количество оросительной воды, м³/га; M — мощность рассматриваемого почвенного слоя, м; t_{fs} — объемный вес почвы.

Это уравнение может быть использовано для определения максимально допустимой концентрации солей в оросительной воде путем подбора других факторов, которые обеспечили бы устойчивое солевое равновесие, а также для предсказания изменения содержания солей в почве в результате орошения при заданной концентрации солей в оросительной воде. Для подсчета максимально допустимой концентрации солей, при которой орошение не приведет к изменению солевого содержания почвы ($a = b$), приведенное выше уравнение используется в следующем виде:

$$c = \frac{d \cdot Mt_{fs}}{V \cdot 10^{-5}}.$$

Ожидаемое изменение содержания солей в почве при использовании известного количества оросительной воды с данной концентрацией солей можно вычислить, используя то же уравнение в следующем виде:

$$b = a + \left[d + \frac{cv}{Mt_{fs}} \cdot 10^{-5} \right].$$

Из приведенных выше данных явствует, что понятие суммарного содержания солей в оросительной воде имеет лишь общий описательный характер и что границы между группами вод, установленные в одной классификационной системе, неприменимы без оговорок для любого района и для любых условий.

Опасность осолонования и натриевого засоления

Ранее в США качество воды определялось только по процентному содержанию в ней натрия.

$$\text{Na, \% от суммы катионов} = \frac{\text{Na}^+ \cdot 100}{\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} + \text{Na}^+ + \text{K}^+}.$$

Скофилд, а также Магистад и Кристиансен (Magistad a. Christiansen, 1944) считали водой плохого качества ту, в которой поглощенный Na^+ составлял более 60% от суммы катионов.

Грин (Green, 1948) для воды с содержанием солей менее 10 мг/л поднял этот нижний предел до 80%.

Ранее в лабораторных условиях было установлено, что поглощение натрия зависит от концентрации его растворимых солей и особенно от соотношения между двухвалентными и одновалентными катионами. Например, Т. А. Лобанова (1955) установила, что критическое соотношение между кальцием и натрием меняется в зависимости от общей концентрации раствора. По данным Лобановой, растворы, состоящие из смеси хлористого кальция и хлористого натрия, приводят к увеличению солонцеватости (обменный $\text{Na}^+ > 10\%$) при следующих концентрациях (C): $C = 0,58$ г/л, только если $\text{Ca} = 5\%$ и $\text{Na} = 95\%$ от общей суммы катионов; $C = 6,5$ г/л только если $\text{Ca} = 33\%$ и $\text{Na} = 67\%$ от общей суммы катионов; $C = 170$ г/л только если $\text{Ca} = 67\%$ и $\text{Na} = 33\%$ от общей суммы катионов.

Вилкоккс (Wilcox, 1958) предложил схему, иллюстрирующую зависимость качества оросительной воды от соотношения концентраций Na^+ и $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ (рис. 21).

Вилкоккс следующим образом классифицирует оросительные воды по содержанию натрия. Вода с низким содержанием натрия может быть использована для орошения почти любых почв, причем вред от натрия будет минимальным. Однако чувствительные к натрию культуры, например косточковые плодовые деревья и авокадо, могут накапливать в листьях токсические количества натрия. Воду со средним содержанием Na^+ опасно применять на глинистых почвах, если в этих почвах нет гипса. Такая вода может быть использована на песчаных или других хорошо проницаемых почвах. Вода с высоким содержанием Na^+ опасна для большинства почв. Применение ее требует специальных мер, таких, как хороший дренаж, интенсивные промывки и внесение органического вещества. При содержании большого количества гипса в почве вред от Na^+ в течение некоторого времени может не проявляться. Если гипса нет, нужно внести в почву кальцийсодержащие соединения.

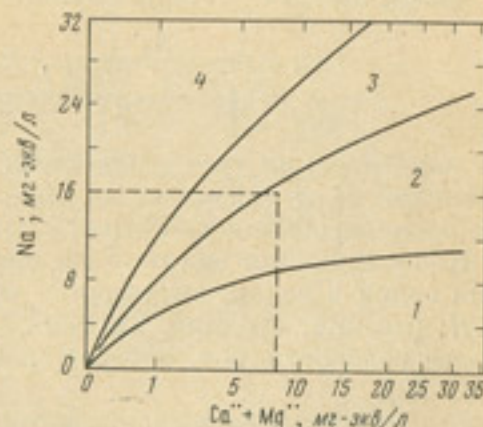


Рис. 21. Схема классификации оросительных вод по содержанию натрия (Richards, 1954)

1 — низкое, 2 — среднее, 3 — высокое, 4 — очень высокое

Вода с очень высоким содержанием натрия, как правило, непригодна для орошения, за исключением вод низкой и средней солености, когда применение гипса или каких-либо других средств позволяет использовать такую воду.

И. Н. Антипов-Каратаев (1961) предлагает следующее простое уравнение для оценки качества оросительной воды и опасности осолонения почв:

$$X_{10} = \frac{[Ca^{++} + Mg^{++}]}{[Na^+]},$$

где X_{10} — показатель «критического отношения» $\frac{[Ca^{++} + Mg^{++}]}{[Na^+]}$ в оросительной воде, когда содержание обменного Na^+ в орошаемой почве равно 10% от емкости обмена.

В этом уравнении $X_{10} = K \cdot C$, где C — общая концентрация растворимых солей в г/л. Если отношение $\frac{[Ca^{++} + Mg^{++}]}{[Na^+]}$ в оросительной воде менее $X_{10} = 0,23 C$, вода нуждается в улучшении (путем разведения или внесения $CaSO_4$).

В Лаборатории засоленных почв США качество оросительной воды, ее способность осолонения почв оценивается по величине коэффициента потенциального поглощения натрия SAR^1

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}},$$

где концентрация трех важнейших катионов дана в мг-экв/л оросительной воды указывает на приблизительное равновесие между содержанием обменного натрия в почвах и содержанием Na^+ в воде.

Классификация вод по SAR связана также с общим содержанием солей в водах; выделяются четыре класса вод по величине SAR : (низкий, средний, высокий и очень высокий) и четыре класса солености вод, которая измеряется электропроводностью (рис. 22).

Это соотношение, выражающее относительную активность иона натрия в обменных реакциях при взаимодействии воды с почвой, выводится из классического уравнения Гапона:

$$\frac{NaX}{CaX + MgX} = K \cdot \frac{[Na^+]}{\sqrt{\frac{[Ca^{++}] + [Mg^{++}]}{2}}}.$$

В этом уравнении NaX , CaX и MgX обозначают соответствующие количества обменных катионов в мг-экв на 100 г почвы; $[Na^+]$, $[Ca^{++}]$ и $[Mg^{++}]$ — концентрации этих катионов в почвенном растворе, выраженные также в мг-экв на 100 г почвы; K — постоянная,

¹ Коэффициент SAR — sodium adsorption ratio.

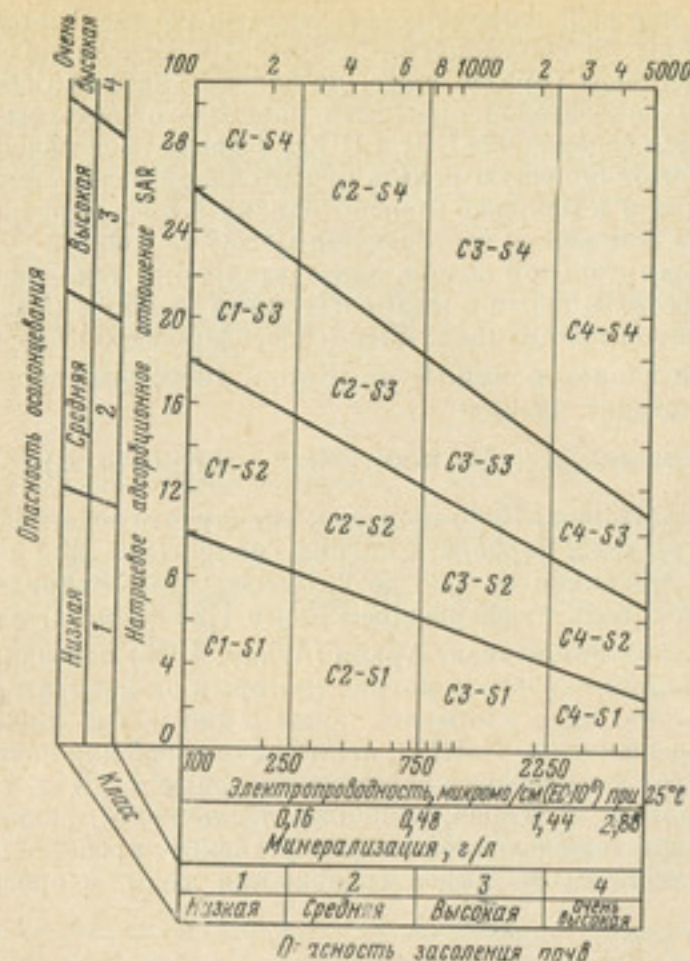


Рис. 22. Диаграмма классификации оросительных вод (Richards, 1954)

определяющаяся свойствами почвы, величина ее обычно колеблется от 0,01 до 0,015.

Следует иметь в виду, что равновесие устанавливается между почвой и почвенным раствором, находящимися в тесном контакте. Поэтому надо учитывать концентрацию солей в почвенном растворе, а не в оросительной воде. Легко можно убедиться в том, что как общая концентрация солей, так и процентное содержание натрия в почвенном растворе всегда выше, чем в оросительной воде. Последнее было учтено в рекомендациях в отношении оросительных вод Судана (Green, 1948). Автор различает водопроницаемые и водонепроницаемые почвы. В случае почв первого типа он рекомендует производить вычисления, пользуясь непосредственно цифрами содержания солей в оросительной воде (мг-экв/л), в то

время как для водонепроницаемых почв он рекомендует умножить эти величины на коэффициент, равный 10. В условиях Венгрии этот коэффициент гораздо ниже, не более 2 (данные Саболяча).

Другим показателем опасности натриевого (содового) засоления является содержание CO_3 и HCO_3 в орошаемой почве. Бикарбонаты играют большую роль в оросительной воде ввиду осаждения кальция и в меньшей степени магния в виде карбонатов. Это приводит к изменению соотношения между натрием и суммой катионов в оросительной воде и, следовательно, к усилению натриевой опасности. В связи с этим советскими учеными (Ковда, 1946) была выделена группа щелочных (содосодержащих) оросительных вод низкой концентрации. Итон (Eaton, 1950) ввел термин «остаточный карбонат натрия»

$$\text{NaHCO}_3 = (\text{CO}_3 + \text{HCO}_3) - (\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}) \text{ (в мг-экв/л.)}$$

Вилкокс (Wilcox, 1958) пришел к выводу, что вода, содержащая более 2,5 мг-экв/л карбоната натрия, непригодна для орошения. Вода с содержанием от 1,25 до 2,5 мг-экв/л рассматривается как пригодная, а вода с содержанием менее 1,25 мг-экв/л, по всей вероятности, как безопасная. Арани (Aranu, 1956) показал, что при оценке влияния карбоната натрия (который он называет «содовым эквивалентом») надо учитывать также и тип почвы. Вода с одним и тем же содержанием NaHCO_3 является опасной для почв $\text{pH} > 7$, но оказывает улучшающее действие на почвы с $\text{pH} < 7$. По данным Саболяча и Дараб, величина щелочности, эквивалентная 10 мг/л соды, определенная по фенофталенину, представляет собой верхний допустимый предел содержания соды в оросительных водах.

Опасность хлоридного засоления

Хлориды не оказывают влияния на физические свойства почвы, а хлор не поглощается почвенным комплексом, поэтому хлориды, как правило, не включаются в современные классификационные системы, но иногда все же учитываются в некоторых региональных классификациях вод (Grillot, Hayward a. Everett, 1956).

Термин «процент хлоридности», применяемый в геохимии, Скофилд включил в свою систему классификации вод и вычислял по формуле

$$\frac{(\text{Cl}^- + \text{NO}_3^-) 100}{\text{CO}_3^{--} + \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{--} + \text{Cl}^- + \text{NO}_3^-}$$

Эта система состоит из пяти групп, причем предельные значения между группами составляют соответственно 4, 7, 12 и 20 мг-экв/л Cl^- .

Файрмен и Краус (Fireman a. Kraus, 1965) предложили делить воды на четыре группы по содержанию хлоридов с предельными значениями между группами, равными 2,5 и 8 мг-экв/л. Донеен (Donneen, 1963) ввел термин «потенциальная соленость оросительных вод», которая соответствует $\text{Cl}^- + 1/2\text{SO}_4^{--}$ мг-экв/л. Для почв с хорошей, средней и низкой проницаемостью допустимые пределы содержания хлоридов соответственно будут 5—20, 3—15 и 3—7 мг-экв/л.

В Израиле была разработана региональная классификация вод по хлоридности применительно к культурам citrusовых (табл. 37).

Таблица 37

Классификация оросительных вод по хлоридности (Cl^-) для citrusовых культур в прибрежном районе Израиля

ЕС-10° при 25° С	Сумма солей, г/л	Cl^- , мг-экв/л	Механический состав			Использование при нормальном режиме орошения
			песок	суглинок	глина	
Менее 1200	0,8	6	Cl_1	Cl_1	Cl_1	Cl_1 — безопасно
1200—1500	0,8—1,0	6—7,5	Cl_1	Cl_1	Cl_2	Cl_2 — небольшой риск
1500—1750	1,0—1,2	7,5—9	Cl_1	Cl_1	Cl_3	Cl_3 — средний риск
1750—2250	1,2—1,5	9—15	Cl_1	Cl_2	Cl_4	Cl_4 — опасно

Эта классификация основана на следующих критериях:

а. Корреляция между содержанием хлоридов (мг-экв/л) и общим содержанием солей (мкмо/см) в воде из 1466 колодезев, что составляет около 80% всех колодезных вод, используемых для орошения. Так как 98% всех колодезных вод содержат не более 15 мг-экв/л хлоридов и не более 2500 мкмо/см (1,6 г/л) солей, авторы не сочли нужным включать в эту классификацию воды с более высокой соленостью.

б. Соотношение между содержанием хлоридов в оросительной воде и накоплением хлоридов в почвенном растворе. Это соотношение основано на изучении 110 участков (Kovda a. o., 1967), характеризующихся различными типами почв (16 в почвах легкого механического состава; 25 в почвах среднего и 69 в почвах тяжелого механического состава) в прибрежном равнинном районе со средним годовым количеством осадков, равным 400—600 мм.

в. Предельное содержание хлоридов в насыщенной вытяжке для корневых систем чувствительных citrusовых культур составляет 10 мг-экв/л.

Опасность борного засоления

Содержание бора в оросительной воде классифицируется на основе изучения устойчивости растений к этому элементу (табл. 38). Растения, приведенные в таблице, разделены на три группы по бороустойчивости. Вверху каждого столбца таблицы даны цифры, показывающие допустимое содержание бора в оросительной воде. Культуры расположены в порядке возрастания чувствительности к токсическому воздействию бора. Для орошения даже наиболее устойчивых культур неприменимы воды, содержащие бора выше 4 мг/л. Воды, содержащие бора менее 0,3 мг/л, пригодны для орошения всех культур.

Таблица 38

Допустимые пределы содержания бора в оросительных водах для культур разных степеней бороустойчивости
(Министерство земледелия США, 1958 г.)

Устойчивые (4,0—2,0 мг/л)	Среднеустойчивые (2,0—1,0 мг/л)	Чувствительные (1,0—0,3 мг/л)
Тамариск (<i>Tamarix ar-hylla</i>)	Подсолнечник	Орех pekan
Спаржа	Картофель	Грецкий орех
Пальма (<i>Phoenix sa-pa-rionis</i>)	Хлопок	Иерусалимский артишок
Финиковая пальма (<i>P. dactylifera</i>)	Помидоры	Американский вяз
Свекла сахарная	Сладкий горох	Слива
Свекла кормовая	Редис	Груша
Столовая свекла	Полевой горох	Яблоня
Люцерн	Олива	Виноград
Гладиолус	Ячмень	Кодовый инжир
Конские бобы	Пшеница	Хурма
Лук	Кукуруза	Вишня
Турнепс	Сорго	Персик
Капуста	Овес	Абрикос
Салат латук	Цинния	Канадская ежевика
Морковь	Тыква	Апельсин
	Перец	Авокадо
	Сладкий картофель	Грейпфрут
	Лимские бобы	Лимон

Влияние магния

Саболч и Дараб считают, что одним из важнейших качественных критериев является процентное содержание магния в оросительной воде. Адсорбируясь коллоидами почвы в больших количествах, магний отрицательно воздействует на свойства почвы. Судя по некоторым наблюдениям, магний адсорбируется

почвами, если последние вступают в контакт с водой, богатой магнием. Содержание магния в оросительной воде лучше всего характеризует так называемый $Mg\%$.

$$Mg\% = \frac{[Mg^{++}]}{[Ca^{++}] + [Mg^{++}]} \cdot 100.$$

Магний оказывает вредное воздействие на почвы, когда содержание его в оросительной воде выше 50% от суммы $[Ca^{++}] + [Mg^{++}]$ (в мг-эке).

* * *

Выше приведены критерии, которые обычно применяются в различных классификациях вод, используемых для орошения. Нельзя ставить под сомнение пригодность какой-либо отдельной классификации для того района и для той воды, для которых она была разработана. Противоречия возникают, когда классификации догматически применяются к другим районам. Поэтому нельзя предложить единую классификацию, которая охватывала бы все типы вод, применяемых для всевозможных целей. Классификация вод должна быть региональной и основываться не только на химическом составе воды, но также на климатических условиях, типе почвы, гидрогеологических условиях, технике орошения и возделывания культур. Только таким способом можно использовать соленые воды, не снижая урожайности и не вызывая ухудшения свойств почвы в течение короткого или длительного периода времени. Следовательно, такие классификации должны разрабатываться химиками в содружестве с почвоведомы, специалистами по орошению и по физиологии растений.

ОСНОВНЫЕ РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ИСПОЛЬЗОВАНИЮ ОРОСИТЕЛЬНЫХ ВОД

Международный опыт орошения показывает, что воду, содержащую менее 1 г/л солей, можно с уверенностью применять для орошения в условиях нормального дренажа, поскольку она не приводит к засолению почв после испарения. Содержание растворимых солей в большинстве наших вод менее 1 г/л, обычно оно колеблется в пределах от 0,2 до 0,4 г/л. При хороших условиях естественного дренажа и правильной технике орошения такая вода поддерживает высокий уровень плодородия орошаемых почв. В отдельных случаях оросительные воды с концентрацией порядка 0,5—1,0 г/л могут оказаться содосодержащими. В этом случае необходимы профилактические мероприятия.

В практике орошения в Средней Азии, Аравии и особенно в Северной Африке для орошения применяются воды с гораздо более высоким содержанием солей — от 3 до 6 и даже 8 г/л. С точки

зрения физиологии растений такая концентрация безвредна, поскольку культурные растения обычно начинают испытывать угнетение при концентрации солей в почвенных растворах, равной 10—12 г/л и более. Таким образом, в принципе воды с гораздо более высоким содержанием солей, чем большинство речных вод, могут быть использованы для орошения.

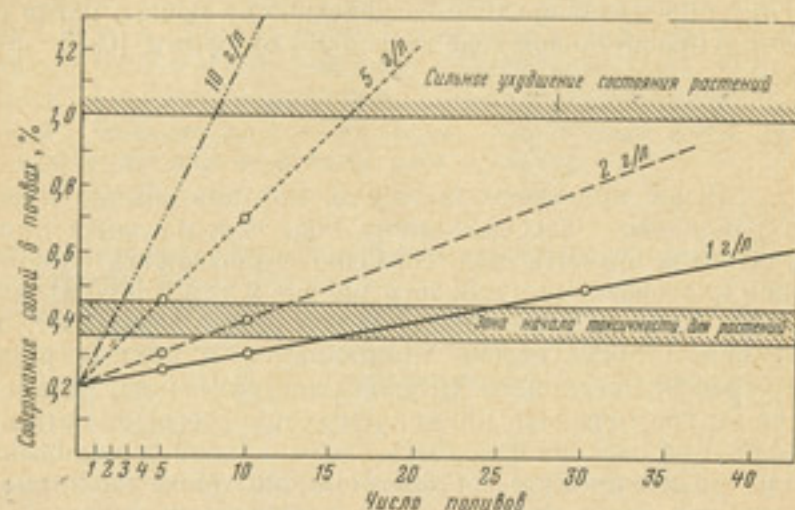


Рис. 23. Засоление почв в результате орошения соленой водой

Присутствие или отсутствие токсического накопления солей из оросительной воды зависит от конечного солевого равновесия почвы. В условиях жаркого сухого климата, при ежегодном проведении 5—15 поливов вода с такой высокой концентрацией каждый год отлагает на полях огромное количество солей (до 100—150 т/га в год). При прогрессирующем накоплении этих солей почвенный раствор становится значительно более концентрированным, чем первоначальная оросительная вода. Если фактическая концентрация солей в почвенных растворах на полях, орошаемых соленой водой, достигает токсического уровня (15—20 г/л и выше), урожайность культур резко падает, а иногда отмечается их полная гибель. Поэтому орошение минерализованной водой должно сопровождаться периодическим или постоянным выщелачиванием и поддержанием нисходящего тока концентрированных почвенных растворов из корнеобитаемой зоны обрабатываемой почвы.

Общая картина процесса соленакопления в орошаемых почвах в результате действия соленых вод показана на рис. 23. При отсутствии промывок и дренажа каждый полив повышает засоленность орошаемых почв. Например, если на поле подается 1000 м³ воды, содержащей 1 г/л токсических солей, в почву будет внесено

100 кг солей на 1 га; при концентрации 10 г/л будет внесено 1000 кг/га. В результате после 20 поливов общее количество солей в орошаемой почве соответственно повысится на 20 или 200 т/га, а средняя засоленность почвы возрастает на 0,4—1,0% (Ковда, 1958).

Процесс засоления почвы в результате использования оросительной воды повышенной солености имеет более резко выраженный характер, когда нисходящий ток воды в почвенном профиле невелик. Поэтому во избежание засоления почвы при использовании соленой воды необходимо перемежать поливы с периодическим выщелачиванием или вымыванием накопившихся солей.

Длительный опыт эксплуатации древних оросительных систем Северной Африки и Аравии убедительно показывает, что соленые воды из колодцев и артезианских источников могут быть использованы в течение сотен и тысяч лет при наличии идеального естественного дренажа и высокой водопроницаемости почвы. При таких условиях происходит постоянное и непрерывное вытеснение накопившихся солей новыми порциями оросительных вод. Следует отметить, что древние орошаемые оазисы расположены в районах с идеальным естественным дренажем. Например, в Северной Африке такие орошаемые районы обычно расположены на вершинах песчаных холмов. Благодаря высокой проницаемости песчаных почв и большому количеству воды, применяемой для орошения, накапливающиеся соли систематически вытесняются к периферии орошаемых земель, в понижения рельефа местности в пустыне.

Если условия естественного дренажа плохие и водные ресурсы ограничены, орошение даже слегка солоноватыми водами приводит к быстрому и сильному засолению почв. Такое засоление обычно начинается вдоль каналов, по которым течет соленая вода, в местах, где происходит инфильтрация и подтягивание растворов по капиллярам; постепенно этот процесс распространяется на мельчайшие арки и борозды и, наконец, на орошаемые поля. Процесс убыстряется при попытке оросить большую площадь с помощью ограниченных водных ресурсов. В таких случаях лучше уменьшить орошаемую площадь и одновременно повысить и интенсивность полива, чтобы поддержать процесс вымывания накапливающихся солей.

Самое опасное положение возникает вдоль каналов, транспортирующих соленую воду, там, где в результате инфильтрации и испарения образуется полоса сильнозасоленных почв.

Само собой разумеется, что при низком уровне агротехники, особенно при плохом разрыхлении почв после полива и развитом микрорельефе почвы соленакопление будет идти быстрее и раньше потребуются промывки (табл. 39).

На рис. 24 показана рекомендуемая частота промывок почв при орошении их водами различной степени солености. Из этой схемы

видно, каким образом следует поддерживать содержание солей в корнеобитаемой зоне почв на уровне 0,4% (при более высокой засоленности начинается угнетение культур). Потребность в промывках и дренаже в зависимости от солености оросительных вод и солеустойчивости корневых систем орошаемых культур изучалась

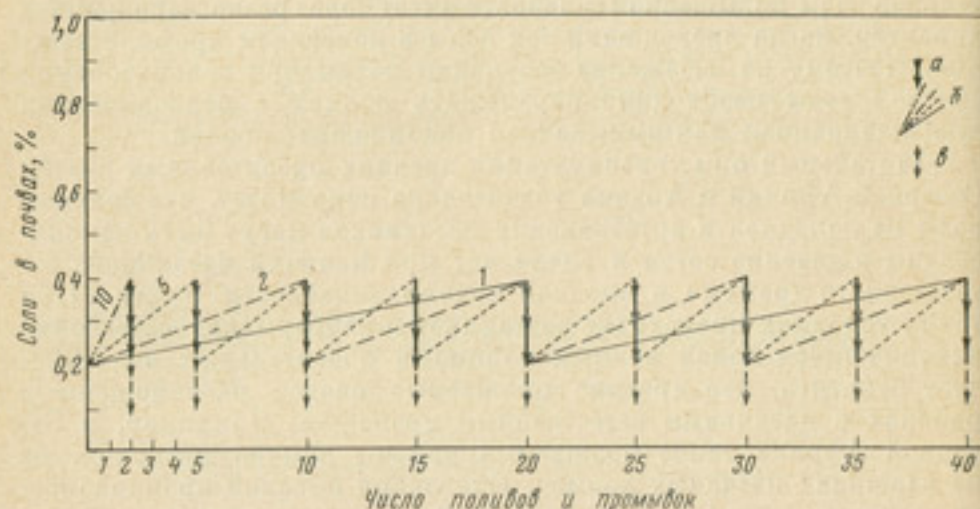


Рис. 24. Регулирование засоленности почв при орошении соленой водой:
а — промывка, б — поливы и засоление, в — возможное изменение засоленности почв в результате промывки. Цифры на графике — минерализация оросительных вод, г/л

Лабораторией засоленных почв США (1954 г.). Результаты, приведенные в табл. 40, близко совпадают с рекомендациями табл. 39. Из данных, приведенных в табл. 40, следует, что при солености оросительной воды 2—3 г/л рекомендуется удалять путем промывок и дренажа до 30—60% оросительных вод, подаваемых на поля.

Промывки и поливы промывного типа с применением соленой воды вызывают интенсивную инфильтрацию в грунтовые воды, что приводит к быстрому подъему грунтовых вод до критического уровня. Испарение капиллярных растворов грунтовых вод ускоряет засоление, которое достигает катастрофических размеров.

Из всего сказанного явствует, что применение соленых вод для орошения возможно только при наличии идеально действующей глубокой (2—3 м) системы дренажа. Чем выше соленость оросительных вод и чем чаще повторяются промывки, тем большее профилактическое значение имеет глубокий дренаж.

Известно, что необходимость в промывках пропорциональна концентрации солей в почве. Можно предположить, что необходимость в создании глубокого дренажа пропорциональна второй

Таблица 39

Потребность почв в промывках и дренаже в зависимости от концентрации солей в оросительных водах

Концентрация солей в воде, г/л	Начало падения урожайности	Необходимость в промывках	Необходимость в дренаже
0,2—0,5	Не наблюдается	Не нужно или нужно изредка	Естественный дренаж
0,5—1,0	После 20—25 поливов	Раз в 2—3 года	Хороший дренаж
2,0—3,0	После 5—10 поливов	Дважды в год	То же
4,0—5,0	После 3—5 поливов	После каждого четвертого полива	*
7,0—8,0	После 2—3 поливов	Через полив	Очень хороший дренаж
10—12	Немедленно после первого полива	При каждом поливе, чтобы поддерживать нисходящий ток	Самый идеальный дренаж

Таблица 40

Потребность в промывках в зависимости от солености оросительных вод и засоления почв, % от оросительной нормы

ЕС-10 ⁶ вытяжки из почв при влажности пасты	Тонн/гект. соли, % на сухую почву	Требуется воды для промывок при ЕС-10 ⁶ оросительных вод (числитель) и содержания солей в оросительных водах, г/л (знаменатель)				
		100 0,1	250 0,2	750 0,5	2250 1,4	5000 3,0
4	0,15	2,5	6,2	18,8	56,2	—
8	0,35	1,2	3,1	9,4	28,1	62,5
12	0,50	0,8	2,1	6,2	18,8	41,7
16	0,65	0,6	1,6	4,7	14,1	31,2

степени солености как оросительных, так и грунтовых вод. При хорошо действующем и глубоко заложенном горизонтальном дренаже, а также при систематическом проведении промывок (согласно рекомендуемой выше схеме, рис. 24) для орошения почв можно использовать воды с содержанием солей 5—10 г/л. Успешно и рентабельно использование вод с концентрацией солей 1—2—3 г/л (при соблюдении рекомендаций по дренажу и промывкам).

В результате экспериментального исследования орошения разбавленной морской водой Х. Бойко и Е. Бойко (Boyko H.,

а. Вуко Е., 1962) пришли почти к тем же выводам. По данным Х. Бойко, соленые воды можно использовать для орошения и выращивания ряда хозяйственно важных культур на песчаных дюнах и других аналогичных почвах, отличающихся высокой водопроницаемостью, а также в том случае, если сезонные дожди периодически выщелачивают соли (например, в средиземноморье).

В СССР известно много примеров успешного применения солоноватых вод (вторичных, дренажных) для орошения хлопка и люцерны. Иллюстрацией этому могут служить данные В. Е. Кабаева (табл. 41), который показал, что при эффективном искусственном дренаже и промывках солоноватые воды можно с успехом использовать для орошения хлопчатника. Из этих данных следует, что урожай хлопка-сырца несколько снижается с увеличением солей в оросительной воде.

Таблица 41

Результаты применения солоноватых вод для орошения в Бухаре

Концентрация солей в оросительной воде, г/л	Доморозный урожай хлопка-сырца, ц/га		Общий урожай хлопка-сырца, ц/га		Общий урожай хлопка-сырца за два года
	1952 г.	1953 г.	1952 г.	1953 г.	
0,2—0,5	27,93	29,36	36,18	30,25	66,43
2—2,5	24,02	24,90	34,88	25,11	59,99
4—5,2	23,93	20,44	31,37	20,85	52,22
6—7,8	22,74	18,38	28,63	19,01	47,44
8—10,64	23,95	18,95	28,71	19,34	48,05

Обобщая данные о применении соленых вод для орошения в Средней Азии, В. М. Легостаев (1961) пришел к следующим выводам. При наличии идеальной и безупречной системы дренажа орошение водой с концентрацией растворимых солей 1,0—1,5 г/л оказывает стимулирующее действие. Воду с концентрацией в 3—5 г/л можно без колебаний применять на проницаемых почвах возвышенностей, имеющих свободный естественный отток. Однако подаваемые дозы воды должны быть выше влагоемкости почв. Засоление земель с плохим естественным дренажем наступает вскоре после начала орошения солоноватыми водами. При создании густой и глубокой дренажной системы можно успешно использовать воду с концентрацией 5—10 г/л. Если концентрация солей в водах выше 10—12 г/л, необходимо разбавлять их, смешивая с обычной речной водой, чтобы обеспечить концентрацию порядка 5—6 г/л.

Таблица 42

Урожай хлопка-сырца ц/га при орошении водой с концентрацией 4—6 г/л (по В. Легостаеву)

Вода	1931—1932 гг.	1952 г.	1953 г.	1954 г.	Средний за 3 года
Речная . . .	22,2	41,1	43,5	47,4	44,0
Дренажная . .	22,7	41,2	45,6	47,2	44,7

В табл. 42 приведены опытные данные, полученные при использовании солоноватых вод для орошения хлопка на фоне дренажа в Ферганской долине.

Следует, однако, признать, что проблема использования соленых вод полностью еще не решена. Известно много примеров резкого засоления ранее плодородных почв в результате использования для орошения соленых вод. Такие примеры наблюдались в Тунисе, в Объединенной Арабской Республике и других районах. Это заставило Отдел естественных наук ЮНЕСКО в тесном сотрудничестве с Тунисом и ООН предпринять рассчитанное на долгий срок исследование орошения с использованием соленой воды в типичных условиях Северной Африки. Для решения этих вопросов нужны новые многосторонние исследования, а также смелые опытные полевые работы в различных районах засушливой и полувзасушливой зон.

За последнее время все шире применяется орошение дождеванием. Полагают, что оно предохраняет почвы от засоления, однако это мнение подлежит тщательной проверке с точки зрения солевого баланса орошаемой почвы. Использование соленых вод для дождевания может вызывать тяжелый ожог листьев, цветов и угнетать развитие растений. Кроме того, использование соленых вод для дождевания неизбежно повлечет за собой нарастающее накопление токсических солей в самом верхнем слое орошаемой почвы. Поэтому дождевание должно сопровождаться периодическим затоплением полей с целью выщелачивания растворимых солей. Это также является важным предметом длительного изучения.

Глава VII

ПОТРЕБНОСТЬ РАЗЛИЧНЫХ КУЛЬТУР В ОРОШЕНИИ

ВОДА В СИСТЕМЕ: ПОЧВА — РАСТЕНИЕ — АТМОСФЕРА

Обеспечение растений водой и питательными веществами оказывает решающее влияние на все их физиологические процессы и на урожай. Все другие условия жизни растений (свет, тепло, воздух) имеют такое же важное значение, но они в меньшей мере поддаются регулированию человеком, чем вода и питательные вещества. Можно сказать, что при высокой культуре земледелия снабжение растений водой и питательными веществами можно полностью регулировать в соответствии с их потребностями. Нужно отметить, что общее потребление воды и питательных веществ и отчасти их поступление в корни растений находятся во взаимной связи, хотя эти два процесса по современным воззрениям физиологов протекают независимо и имеют разный механизм.

В дальнейшем изложении мы будем рассматривать нуждаемость растений в воде, потребление и поступление воды в растения только в условиях нормального обеспечения их всеми другими факторами жизни, в том числе и питательными веществами при исключении влияния избытка легкорастворимых солей (после мелиорации или в естественном состоянии).

Вода необходима растению прежде всего для выполнения основной физиологической функции — фотосинтеза. Как известно, в процессе фотосинтеза из углекислоты воздуха и воды, которая поступает в лист через корневую систему из почвы, создается первый продукт ассимиляции — глюкоза.

Кроме того, для нормальной жизнедеятельности клетки растений должны быть постоянно в тургорном состоянии, т. е. полностью насыщены водой. Это объясняется тем, что многие биохимические процессы могут проходить только в растворах. Обезвоживание клетки вызывает снижение фотосинтеза, замедляет рост и усиливает процессы гидролиза. Дефицит воды в клетках

растений допустим только в небольших размерах в самое жаркое время дня. Ночью, при снижении транспирации, дневной перерасход воды пополняется поступлением ее из почвы (Красносельская-Максимова, 1917; Максимов, 1952). При содержании воды 20—25% от максимального ее содержания в растении в процессе дыхания может расходоваться больше органического вещества, чем его создается за это время при фотосинтезе.

Вода нужна растению во все периоды жизни, начиная от прорастания семян и кончая созреванием. В период вегетации расходуется огромная масса воды. Известно, что на фотосинтез и на оводнение клеток используются только десятые доли процента воды, потребляемой растениями, а остальная часть расходуется на транспирацию. На создание одной весовой единицы сухого органического вещества расходуется 250—1000 и больше единиц воды. Еще в конце прошлого столетия К. А. Тимирязев (1948) указывал, что растение могло бы обойтись без этой громадной траты воды на транспирацию, что сам по себе этот процесс в таких размерах бесполезен и даже вреден. Однако нужно учесть, что при транспирации затрачивается тепло и тем самым происходит охлаждение растений. Кроме того, вода испаряется растениями главным образом через те же устьица листа, через которые поглощается углекислота из воздуха.

С уменьшением транспирации под влиянием недостатка поступления воды из почвы обычно снижается и интенсивность фотосинтеза, поэтому приведенные слова Тимирязева не нужно понимать в буквальном смысле. Уменьшать транспирацию без ущерба для роста растений можно только до известного предела.

Вода, азот и зольные элементы питания, необходимые для жизни, поступают в растение из почвы через корневую систему. За последние годы работами А. Л. Курсанова (1955) установлено, что некоторая доля углекислоты может поступать и усваиваться растением также через корневую систему. По нашему мнению, поступление воды и питательных веществ нужно рассматривать в неразрывной связи, хотя эти процессы, как уже указывалось, идут независимо. Работами Breazeale (1930), Корицкой (1939), Чинова (1940, 1941) и в последнее время Федоровского (1950, 1953) установлено, что зольные элементы питания и азот могут усваиваться растениями из относительно сухих почв, однако при условии, если какая-то часть корневой системы черпает воду из других источников. В этом случае происходит повышение увлажнения сухой почвы в местах контакта с поверхностью корневой системы за счет передачи воды через растение из более влажных слоев почвы. Иначе говоря, из сухой почвы растения не берут питательные вещества и в этом случае они страдают не только от недостатка воды, но и от недостатка питательных веществ. Корневая система не распространяется в сухой почве и не поглощает питательные элементы из-за невозможности обменных реакций

между корнями и почвой (Соколов, 1946). Возможное их поступление через листья не имеет практического значения. Так называемые внекорневые подкормки растений некоторыми элементами питания не получают широкого распространения и полезность их, очевидно, преувеличена.

Вода поступает в корни растений под влиянием всасывающего действия двух «двигателей» — нижнего корневого и верхнего листового (Роде, 1952; Richards, Wadleigh, 1952). Работа корневого «двигателя» происходит главным образом под влиянием всасывающего действия силы осмотического давления клеток корня. Очевидно, что сила этого всасывания составляет разницу между действующей силой осмотического давления клеток корня и водоудерживающей силой почвы, в основе которой, кроме осмотического давления почвенного раствора, лежат силы другой природы. Действие и размеры силы корневого «двигателя» обнаруживаются и измеряются по так называемому плачу растений. Измерением этой силы и состава пасоки много занимался Д. А. Сабинин с сотрудниками (Сабинин, 1923, 1925, 1949; Трубецкова, 1938; Трубецкова и Данилова, 1963). По данным Д. А. Сабинина, а затем Л. С. Литвинова (1937), «реальная сила корневого сосания» не превышает 1—2 атм. Понятно, что этой силы недостаточно для подачи воды на высоту нескольких десятков метров. Такая большая работа осуществляется уже дополнительным действием силы верхнего «двигателя», которая создается в процессе транспирации растений. Величина этой силы предположительно составляет 10—15 атм. Ричардс и Вадлей (Richards a. Wadleigh, 1952) по этому вопросу пишут, что «в растении имеются четыре более или менее независимые друг от друга категории сил, которые могут влиять на поступление воды: 1) силы набухания, 2) осмотические силы; 3) силы, связанные с обменом веществ, 4) натяжение влаги в растении или присасывающее действие транспирационных органов» (стр. 192). В литературе можно найти указание, что действующие в растении силы всасывания можно разделить на активные и пассивные. Всасывающее действие корневых систем возникает под влиянием коллоидно-химических изменений, которые происходят в клетках живых растений (Алексеев, 1948; Максимов, 1952; Курсанов, 1952). Сводка работ по этому вопросу сделана в монографии Н. С. Петина (1959).

Терминология, характеризующая всасывающее действие и всасывающую силу корневых систем растений, пока строго не установилась. Реальная сила общего всасывающего действия корневой системы, поддающаяся измерению по концентрации клеточного сока, носит название сосущей силы растения. Она представляет собой разницу между величиной осмотического давления клеточного сока и тургорным давлением оболочки клетки: $S = P - T$, где S — величина сосущей силы клеток, в атм; P — вели-

чина осмотического давления клеточного сока, в атм; T — величина тургорного противодавления клеточной оболочки, в атм.

Величина сосущей силы клеток растений теперь легко определяется методами В. М. Арциховского (1932) и В. С. Шардакова (1953) и используется, как увидим ниже, для практических целей орошения.

Все культурные растения имеют небольшую величину сосущей силы, не превышающую 5—10 атм в нормальных условиях водоснабжения. При недостатке влаги в почве и значительном водном дефиците растений она повышается, например, у хлопчатника перед поливами до 13—14 атм, а при значительном подсушивании до 20—25 атм. По данным Келлера (1914, 1918, 1920), сосущая сила некоторых солянок достигает сотни атмосфер.

Очень важно отметить, что сосущая или водоудерживающая сила почв в пределах интервала влажности, доступной для растений (от наименьшей влагоемкости до влажности завядания), колеблется также от десятых долей до 15—20 атм. При водоудерживающей силе почвы около 2 атм всасывание воды в растение резко замедляется, ростовые процессы приостанавливаются, что приводит к снижению урожая. Особенно резко это проявляется на засоленных землях, где водоудерживающая сила почвы повышается за счет высокой концентрации почвенного раствора. Наблюдения Бурьгина, Ковды, Легостаева, Кабаева показывают, что при содержании хлора около 0,05—0,1% к весу почвы в корнеобитаемом слое, когда осмотическое давление почвенного раствора достигает 3—4 атм; хлопчатник и особенно люцерна или выпадают нацело, или сильно изреживаются. Указанные работы сведены в монографии А. А. Шахова по солеустойчивости растений (1956). Особенно сильно растения страдают при хлоридном засолении не только вследствие повышения концентрации почвенного раствора, но и из-за отравляющего действия хлора, который в большом количестве накапливается в органах растений. Обстоятельные сводки влияния засоления на рост и развитие растений сделаны в работах В. А. Ковды (1947), А. А. Шахова (1956) и Б. П. Строганова (1962).

Известно, что растения при нормальных условиях жизни берут питательные вещества из разбавленных растворов, содержащих сотые, не выше десятых долей процента солей, с осмотическим давлением меньше 1 атм. По исследованиям Шлезинга, сумма сухого остатка питательных веществ в почвенном растворе составляла 850 мг/л, а по данным Берда и Мартина — около 1000—1500 мг/л раствора (по Расселю, 1955). Те же величины концентрации почвенного раствора были получены в наших работах (Рыжов, Агапова, 1961).

Концентрация минеральных веществ, по приведенным данным Шлезинга, составляет 0,08%, а по данным Берда и Мартина —

0,15%. По нашим данным концентрация всех элементов минеральных веществ того же порядка даже на самых плодородных участках. По примерным расчетам осмотическое давление раствора при такой концентрации не превышает 1—1,5 атм. При обычных слабых концентрациях почвенного раствора и при влажности, близкой к наименьшей влагоемкости, водоудерживающая сила почвы составляет 0,2—0,5 атм.

По мере уменьшения влажности водоудерживающая сила почвы сначала медленно, а затем более резко нарастает, а скорость передвижения влаги уменьшается. На засоленных землях при небольшом понижении влажности почвы растения угнетаются в большей мере не от повышения концентрации раствора и нарастающей водоудерживающей силы почвы, а от замедления скорости ее передвижения. Например, по нашим данным, при снижении влажности с 18 до 17% от веса почвы (с 70 до 66,3% от наименьшей влагоемкости) осмотическое давление раствора засоленной почвы повысилось с 2,50 до 2,65 атм, а поступление воды в гипсовый всасыватель Секера (Sekera, 1932) уменьшилось в два раза (с $0,08 \text{ г/см}^2 \cdot \text{час}$ до $0,04 \text{ г/см}^2 \cdot \text{час}$). При нормальных условиях водоснабжения влажность перед поливами никогда не опускается до влажности устойчивого завядания, поэтому водоудерживающая сила почвы даже на засоленных почвах возрастает немного, не больше чем до 2 атм. В противном случае растения будут испытывать голодание в результате недостатка воды и минеральных веществ.

Очень важно отметить, что высокая концентрация питательных веществ может создаваться за счет высоких доз систематически вносимых минеральных удобрений. При более высоких дозах удобрений и дальнейшем повышении концентрации почвенного раствора урожай сельскохозяйственных культур могут даже понижаться.

Количественная характеристика скорости передвижения влаги (водопроницаемости) в зависимости от влажности почвы дана в работе С. И. Долгова (1948). При полном капиллярном насыщении почвы водой скорость ее передвижения очень высокая, а по мере уменьшения влажности всасывающая сила нарастает, а скорость передвижения еще более резко падает¹, что вытекает из закона Пуазелля.

Методом установившегося стационарного течения воды в колонке почвы проводили исследования Б. В. Дерягин и М. К. Мельникова в Агрофизическом институте (1956). По их данным, передвижение влаги под влиянием градиента влажности (разницы всасывающих сил смежных слоев почвы) совершается с той же за-

¹ Водопроницаемость каштановой почвы при 13,7% влажности составляет 0,0187 мм в сутки, а при 9,9% влажности серозема водопроницаемость составляет 0,165 мм в сутки. Указанные влажности для той и другой почвы близки к влажности завядания.

кономерностью, т. е. с резким падением скорости при уменьшении влаги до влажности разрыва капиллярной связи и дальнейшим еще большим падением при влажности завядания растений.

Термин «влажность разрыва капиллярной связи» введен в науку А. Л. Роде и М. М. Абрамовой (1948), которыми было экспериментально установлено, что испарение влаги с поверхности почвы резко снижается при уменьшении ее до некоторой величины. По-слойное определение влаги показало, что это явление происходит в суглинистых почвах примерно при влажности, равной 70% от полевой влагоемкости. По мнению указанных авторов, резкое падение скорости передвижения влаги в этот момент объясняется разрывом капиллярной связи между скоплениями почвенной влаги.

На основе обстоятельных исследований этого вопроса в Агрофизическом институте Дерягиным, Мельниковой, Нерпичим, Коляевым и др. (1956, 1957, 1962) было доказано, что разрыв капиллярной связи влаги в почве происходит при уменьшении водных менисков и увеличении воздушного пространства в почвенных промежутках еще до установления равновесного состояния между капиллярной и пленочной влагой. По мере стекания влаги от насыщенного состояния до полевой влагоемкости совершается переход от фильтрации под действием силы тяжести к чисто капиллярному ее передвижению. При дальнейшем уменьшении содержания влаги до влажности разрыва капилляров передвижение влаги совершается уже посредством пленочно-менискового механизма. При еще большем снижении влажности до максимальной гигроскопичности передвижение совершается только под влиянием сил пленочного притяжения.

Экспериментальные материалы о скорости отдачи (передвижения) воды почвой при различной ее влажности впервые были получены Секера (Sekera, 1932). В табл. 43 приведены некоторые из полученных им данных о водоотдаче различных почв.

Таблица 43

Зависимость скорости поступления воды из различно увлажненной почвы в гипсовый всасыватель

(почва суглинистая, порозность 50,8%, влагоемкость 42% от объема почвы)

Содержание влаги, %		Скорость водоотдачи в гипсовый всасыватель, г/см ² ·час	Содержание влаги, %		Скорость водоотдачи в гипсовый всасыватель, г/см ² ·час
от веса	от объема		от веса	от объема	
33,4	48,4	1,54	17,5	22,0	0,117
33,4	44,3	0,95	15,8	19,8	0,029
31,8	38,8	0,54	14,2	17,8	0,027
27,7	34,6	0,39	12,1	15,0	0,026
23,6	29,5	0,26	9,8	12,3	0,027
21,0	26,2	0,208			

Гипсовые всасыватели перед работой высушивались в термостате при температуре 105° в течение двух суток.

Как видно из приведенных данных, скорость всасывания воды изменяется по гиперболической кривой с резким перегибом при 15,8% весовой влажности. При дальнейшем уменьшении влажности водоотдача уменьшается очень медленно. Сам автор в кривых водоотдачи устанавливает две точки перегиба и дает для них следующие величины (в г/см²·час):

1. Верхняя точка перегиба с нормальной скоростью передвижения воды:

Глинистые пески	2,08
Песчаные суглинки	1,17
Суглинки	0,70
Глины	0,46

2. Нижняя точка перегиба с медленной скоростью передвижения влаги:

Глинистые пески	0,56
Песчаные суглинки	0,30
Суглинки	0,13
Глины	0,08

Автор считает содержание влаги в почве, соответствующее нижней точке перегиба, недоступным для растений.

Расчеты капиллярного давления и скорости протекания воды в капиллярах различного диаметра, вычисленные по уравнению Пуазелля, приведены в работе П. В. Вершинина и В. П. Константинова (1935). Эти данные показывают, что капилляры с радиусом порядка 10⁻⁴—10⁻⁵ мм оказывают уже такое сопротивление, которое не может преодолеть сосущая сила растений.

Рассмотрим теперь действительные скорости поступления воды в корни растений и передвижения их через протоплазму клеток. По этому вопросу очень мало данных, так как методически трудно поставить такие опыты. Наиболее трудно определить поверхность корневой системы. Ниже приводится сводка некоторых опубликованных материалов по этому вопросу (по Л. А. Ричардсу и Ч. Вадлею, 1955).

Скорость поступления воды в корни, мм/день		Скорость поступления воды в корни, мм/день	
Лук	4,2—1,1	Полевой горошек . . .	6,3
Кукуруза	5,0—1,4	Апельсины	0,9
Ячмень	0,4	Сосна	2,2—0,8
Овес	0,7	Кизил	3,7
Пшеница	0,7	Тополь	2,4
Томаты	3,3		

При умножении величин скорости поступления воды на общую площадь корневой системы получаются внушительные цифры поглощения воды растениями и иссушения почвы в зоне корневых систем.

По сводке тех же авторов скорость прохождения воды через протоплазму клеток при градиенте осмотического давления, равном 1 атм, составляет 0,48—0,79 мм в день. Как видим, порядок величин тот же самый, как при поступлении воды в корни, так и при дальнейшем ее продвижении через протоплазму клеток корневой системы. Эти величины скорости поступления воды в растения вполне соизмеримы со скоростями передвижения воды в самой почве. По данным Ричардса (Richards, 1955), на тонкопесчаном суглинке скорость передвижения воды при влажностях, соответствующих капиллярному давлению (водоудерживающей силе) в 0,075; 0,120 и 0,200 атм, равняется соответственно 0,2; 0,02 и 0,002 см/час, или 48; 4,8 и 0,48 см/сутки. Как видим, при увеличении капиллярного давления меньше чем в три раза скорость передвижения воды уменьшилась в сто раз. Следует отметить, что капиллярное давление в 0,2 атм в незасоленных почвах бывает при влажности, близкой к полевой влагоемкости.

Сопоставлением этих величин со скоростями прохождения воды через корни доказывается возможность сильного иссушения почвы вокруг поверхности корня. Нужно приврать во внимание, что при снижении влажности почвы скорость передвижения влаги уменьшается быстрее, чем транспирация растений. Именно поэтому в растениях создается водный дефицит, который может быть пополнен только более усиленным притоком воды к корневым системам.

Мы будем рассматривать только доступность и полезность почвенной влаги растениям в интервале между полевой влагоемкостью и влажностью устойчивого завядания. Общее количество этой влаги составляет физиологически доступный запас, который может быть полностью использован растениями. Однако в этом интервале влажность почвы по мере ее снижения используется растениями с возрастающей затратой энергии и с уменьшающимся приростом органической массы.

В состоянии полевой влагоемкости и влажности устойчивого завядания растений не создается термодинамического равновесия влаги в почве и поэтому величины влажности в этом состоянии нельзя признать почвенно-физическими константами. Однако в этом состоянии влага очень медленно передвигается и поэтому влажность может быть условно приравнена к постоянной величине, характеризующей более или менее равновесное состояние. С. В. Нерпин (1962), рассматривая водоудерживающую способность почв, справедливо указывает, что процесс передвижения воды «может быть в отдельных случаях столь медленным, что практически в период развития растений приходится считаться

именно с влажностью неравновесных состояний и рассматривать их как характеристику водоудерживающей способности почвы.

Мы так подробно остановились на этом вопросе, потому что против понятия полевой влагоемкости было резкое выступление на VII Конгрессе почвоведов (Richards, 1960). По мнению этого автора, указанное понятие принесло больше вреда, чем пользы. На основании вышеизложенного мы не можем с этим согласиться.

Количественные значения полевой влагоемкости различных почв теперь широко используются в мировой практике для установления поливных режимов и техники орошения сельскохозяйственных культур. Никакими другими определениями эти величины заменить пока нельзя. Полевая влагоемкость почвы есть та величина, до которой увлажняется почва после поливов или обильных осадков. Влажность почвы между поливами всегда колеблется от полевой влагоемкости до какой-то определенной величины, до которой можно ее снижать без вреда для развития растений. Поэтому полевая влагоемкость определяет верхний предел доступной и фактически оптимальной влажности почвы. Установление нижнего предела оптимальной влажности перед поливами составляет основную и наиболее трудную задачу проблемы орошения сельскохозяйственных культур. Очевидно, что разница между верхним и нижним пределами оптимального увлажнения (между полевой влагоемкостью и влажностью перед поливами) составляет то количество воды, которое дается за один полив.

При влажности устойчивого завядания растения полностью теряют тургор и не возобновляют его в атмосфере, насыщенной водяными парами. В условиях недостатка влаги растения к концу вегетации иссушают почву до влажности устойчивого завядания и даже несколько ниже.

Следует отметить, что при влажности завядания растения продолжают жить и транспирировать воду. В момент окончательной гибели растений влажность почвы оказывается ниже влажности завядания и равна или близка к максимальной гигроскопичности. Влажность почвы, при которой происходит окончательная гибель растений, не восстанавливаемая поливами, названа Лобановым (1925) «мертвым запасом воды». Со времени исследований Бригса и Шанца (Briggs a. Shantz, 1912) установилось представление, что влажность завядания не зависит от возраста, рода растений и на одной и той же почве все растения увядают при одной и той же влажности. В условиях недостатка влаги растения к концу вегетации иссушают почву до влажности устойчивого завядания и даже несколько ниже.

Выводы Бригса и Шанца о независимости влажности устойчивого завядания от возраста и рода растений долгое время оставались непоколебимыми и вошли во все учебники. Значительно позднее обстоятельными работами Федоровского (1948) эти выводы были уточнены (табл. 44, 45).

Таблица 44

Влажность завядания растений (% от веса почвы). Полив сосудов прекращался перед массовым цветением

Почва	Огурцы	Лен	Пшеница		Солерос	Курай
			диамант	саргубра		
Чернозем	17,8	18,0	15,6	15,5	16,4	13,8
Чернозем 40% + + песок 60% . .	10,3	8,5	7,1	7,3	7,0	7,4
Чернозем 15% + + песок 85% . .	3,7	2,7	2,1	2,1	2,6	2,5

Таблица 45

Влажность завядания пшеницы Диамант в разных фазах развития

Показатель	Выход в трубку	Колоше- ние	Цветение	Молочная спелость
Влажность завядания весовые %	19,3	17,7	15,0	16,5
% к влажности за- вядания в цветение	129	117	100	110

Несомненно, из этих данных можно заключить, что растения в разные фазы развития завядают при разной влажности. На основе этих же данных можно сделать и другой вывод, что величина влажности завядания для разных растений примерно одинакова.

Как мы видели из данных предыдущего раздела, скорость передвижения влаги в почве и скорость ее поступления в растение при этом содержании влаги очень низкие, а сопротивление ее передвижению настолько велико, что оно не может преодолеваться сосущей силой растений. При таком высоком сопротивлении передвижению влаги в почве разные растения завядают при близкой влажности, несмотря на их разную сосущую силу.

При обсуждении этого вопроса следует вспомнить исследования С. Богданова (1889) по определению содержания почвенной влажности, при которой возможно прорастание семян растений. По его данным, семена таких растений, как пшеница, горох и рыжик могут прорасти при одной и той же минимальной влажности, равной двойной максимальной гигроскопичности почв. Выводы Богданова были подтверждены значительно позднее исследованиями С. И. Долгова (1948).

На основании многолетних работ многих опытных станций Всесоюзного научно-исследовательского института хлопководства, обобщенных в наших работах (Ковда, 1948, 1954) и исследований других авторов с пшеницей, кукурузой и другими культурами, установлено, что на всех почвах воду на поле нужно подавать еще задолго до наступления завядания растений.

Объясняется это не только и не столько тем, что при снижении влажности возрастает водоудерживающая сила почвы, а главным образом тем, что при этом особенно резко уменьшается скорость передвижения влаги и тем самым доступность ее растениям.

По вычислению П. В. Вершинина и В. П. Константиновой (1935), при радиусе капилляра в 10^{-3} см сила капиллярного давления составляет $1,44 \cdot 10^{-1}$ атм, а для протекания воды в этом капилляре с постоянной скоростью $0,83 \text{ см}^3/\text{сек}$ необходимо приложить давление, равное $2,1 \cdot 10^5$ атм; при радиусе капилляра, равном 10^{-7} см, капиллярное давление равно $1,44 \cdot 10^3$ атм, а для протекания воды с той же скоростью $0,83 \text{ см}^3/\text{сек}$ нужно приложить давление, равное $2,1 \cdot 10^{22}$ атм.

Неодинаковое значение влаги в диапазоне от полевой влагоемкости до влажности завядания доказывалось измерениями скорости ее передвижения в почве, водоотдачей при различной влажности и прямыми полевыми опытами с растениями. Таких опытов, как увидим ниже, теперь проведено достаточно для вполне обоснованных рекомендаций по разработке поливных режимов различных культур.

Для иллюстрации высказанных положений приведем данные мелкоделяночного полевого опыта с хлопчатником, полученные Старовым на Ак-Кавакской опытной станции под Ташкентом (табл. 46).

Опыт был проведен на пылеватых тяжелосуглинистых почвах (лёссовых) с глубокими грунтовыми водами. Полевая влагоемкость этой почвы составляет примерно 22%, а влажность устойчивого завядания 9—10%.

Из вариантов опыта видно, что поливы производились по признаку подвядания листьев хлопчатника. На последнем варианте, который должен был поливаться после подсушивания почвы до устойчивого завядания листьев, был дан только один полив до цветения хлопчатника. На всех вариантах опыта, на которых поливы производились при подвядании листьев, наблюдается снижение урожая не только вегетативной массы, но и хлопка-сырца. Влажность почвы перед поливами на всех вариантах (кроме контроля) была ниже 70% от полевой влагоемкости. Нужно подчеркнуть, что снижение урожая в этом опыте наблюдалось задолго до наступления постоянного завядания растений.

Как показывают результаты исследований, такая оптимальная влажность перед поливами теперь установлена и определяется

Развитие растений и урожай хлопка-сырца при различной влажности перед поливами
(данные по влажности почвы обработаны С. Н. Рыжовым)

Показатель	Вариант опыта			
	контроль	подвядание листьев в 3 час дня	подвядание листьев продолжалось до 7 час вечера	подвядание листьев продолжалось до 7 час утра
Высота главного стебля, см	56,1	41,2	36,1	24,9
Количество коробочек на одном растении . .	6,3	5,1	4,1	2,2
Средний вес коробочки, г	4,0	4,1	3,9	3,8
Урожай на 1 растение,	25,6	20,9	15,8	8,2
Схема поливов	1—3—1	1—2—1	1—1—1	1—0—0
Влажность почвы, средняя в метровом слое, % к весу	15,0	14,6	13,6	11,3
То же, % от полевой влагоемкости	70,7	68,9	64,2	53,3

она главным образом не свойствами растений и особенностями климата, а свойствами почв, так же как влажность устойчивого завядания растений. Можно сказать, что большинство культурных растений, возделываемых для получения наибольшего урожая репродуктивной части, должны поливаться на одной и той же почве при одной и той же или очень близкой влажности. Эта эквивалентная влажность, как будет доказано ниже, составляет примерно 70% от величины полевой влагоемкости почв. Поливы при большей влажности снижают урожай репродуктивной части, а поливы при меньшей влажности снижают накопление всей органической массы растений.

Культуры, возделываемые для получения наибольшей вегетативной массы (например, некоторые овощи и кормовые культуры), могут поливаться при более высокой влажности, но в этом случае расходуеться очень много воды и по техническим условиям такие частые поливы не всегда возможны.

На почвах с близкими грунтовыми водами (луговых и болотных), на которых влажность равновесного состояния повышается за счет подпора снизу, поливы нужно производить при меньшей относительной влажности, примерно при 65%, а в отдельных случаях и при 60% от полевой влагоемкости. На этих почвах за счет подпора грунтовых вод повышается величина легкоусвояемой

влаги (от наименьшей влагоемкости до влажности разрыва капилляров), тогда как влажность постоянного завядания остается неизменной.

Таким образом, мы приходим к выводу, что ограничение доступности почвенной влаги определяется главным образом скоростью ее передвижения в почве, а это зависит от свойств самой почвы. Как уже указывалось, капиллярное давление (или сосущая сила почвы) в интервале физиологически доступной влаги составляет от десятых долей атмосферы до 15—18 атм (Veihmeyer и Hendrickson, 1950).

Проверка этих величин показала более значительное их расхождение (табл. 47). Поэтому нам представляется, что величина

Таблица 47

Некоторые водно-физические константы, сосущая сила и РР некоторых почв

(по С. И. Долгову, 1948; вычислены А. А. Роде, 1952)

Почва	Наименьшая влагоемкость			Максимальная молекулярная влагоемкость			Влажность завядания		
	% к весу	сосущая сила, атм	РР	% к весу	сосущая сила, атм	РР	% к весу	сосущая сила, атм	РР
Легкий пылеватый суглинок	18,9	0,26	2,41	7,1	4,1	3,61	4,2	19,9	4,30
Подзолистая, гор. А/А ₂	22,0	0,55	2,74	8,7	7,2	3,86	8,6	9,1	3,96
Лёссовидный суглинок	21,2	0,49	2,69	10,1	5,8	3,76	7,4	15,5	4,19
Чернозем глинистый	40,7	0,40	2,60	28,7	7,1	3,85	23,8	21,6	4,33
Темно-каштановая	31,0	0,45	2,65	21,3	4,4	3,61	15,1	12,6	4,10
Краснозем	49,5	0,14	2,15	31,7	7,9	3,90	23,1	34,6	4,54
Серозем	23,9	0,41	2,61	11,5	7,1	3,85	7,8	23,4	4,37
"	25,9	0,65	2,81	15,5	7,6	3,88	10,3	27,5	4,44
Среднее	—	0,42	2,62	—	6,4	3,81	—	20,5	4,31

сосущей силы почвы не может служить строгим показателем границы доступной и недоступной влаги в почве. На основе этих величин можно составить только приблизительное представление об активности почвенной влаги.

Понятно, что уровень доступности почвенной влаги для ра-

стений в пределах всего интервала от наименьшей влагоемкости до влажности завядания зависит в какой-то мере и от многих других факторов, например, от вида растений, от корнеобитаемого объема почвы, от климата, от плотности, сложения и механического состава почвы. Например, можно предполагать, что при неожиданно наступившей засухе или на очень плотных глинистых почвах растения будут нуждаться в орошении при большем содержании влаги, чем в условиях умеренного климата и на почвах среднего механического состава. Напротив, на маломощных почвах с уплотненными прослойками иссушение, возможно, будет происходить до более низкой влажности, чем на почвах нормального строения. Однако эти факторы не могут оказать значительного влияния на подвижность почвенной влаги и не могут значительно изменить величину нижнего предела допустимой влажности перед поливами, т. е. той влажности, ниже которой растения начинают сгладать от ее недостатка. Климатические условия и вид растений очень значительно влияют на общее потребление воды, но поливы нужно производить примерно при одной и той же или близкой влажности почвы, независимо от климата и вида растений.

Очень существенным фактором, ограничивающим пределы оптимальной влажности почвы, является высокая концентрация почвенного раствора, создаваемая за счет повышенного содержания солей. Так называемая суммарная напряженность почвенной влаги (Richards, 1960) определяется как сумма давлений собственно «почвенного всасывания» и «осмотического всасывания». Размеры осмотического всасывания могут быть в почвах самые разнообразные — от десятых долей атмосферы в обычных почвах до многих десятков атмосфер при высокой концентрации почвенного раствора. Такая концентрация раствора создается на засоленных почвах и очень редко на почвах, систематически удобрявшихся чрезмерно высокими дозами. Крафтс, Карриер, Стокнинг (1951) указывают, что на плодородных орошаемых землях осмотическое давление почвенного раствора составляет 1—2 атм. Те же самые величины были получены и нами на высокоплодородных орошаемых землях экспериментальной базы Всесоюзного научно-исследовательского института хлопководства.

Влияние концентрации почвенного раствора на поступление влаги и урожай растений изучалось многими исследователями. На основании почвенных данных теперь установлено, что повышение концентрации почвенного раствора за счет питательных веществ (азота, фосфора, калия) до 1,5—2 атм ведет к заметному снижению урожая. Поступление воды и транспирация растений при этих давлениях почвенного раствора снижаются мало.

На среднесоленых почвах, на которых наблюдается заметное угнетение растений, осмотическое давление раствора составляет около 3—4 атм, а на сильно засоленных почвах, на которых

большая часть растений погибает, осмотическое давление повышается до 5—6 атм.

В опытах Д. Ф. Федоровского (1950) было установлено, что кукуруза уменьшила расход воды с 23 до 10 мл при повышении осмотического давления раствора с 0,2 до 4,7 атм; при дальнейшем повышении осмотического давления до 7,7 атм поступление воды уменьшилось до 3 мл. Федоровский указывает, что такое поступление воды в растения происходило независимо от того, какие соли использовались для создания повышенного осмотического давления. Ту же самую закономерность можно усмотреть по данным Ю. А. Полякова и Н. С. Гермогеновой (1955), которые применяли при изучении этого вопроса дейтерий.

Очень показательна зависимость суммарного напряжения почвенной влаги и урожая растений от концентрации почвенного раствора. Известно, что на засоленных почвах растения вырастают низкорослыми, ксерофитного типа, точно такие же, как при недостаточном увлажнении. Поэтому в первый период после всходов они отстают в развитии, а затем, при созревании, темпы их развития ускоряются.

В орошаемых условиях для получения высокого урожая одинаково важно снабжать растения водой во все периоды их развития. Если не давать достаточное количество воды хлопчатнику в период цветения — плодобразования, то это ведет к большому опадению бутонов и завязей. Однако недостаток воды в первый период развития хлопчатника ведет к затягиванию темпов прохождения цветения, задержке и замедлению темпов прохождения созревания. Это также вредно для развития растений и также значительно снижает урожай хлопка, как и недостаток влаги в период цветения (Рыжов, 1948; Еременко, 1953). Влажность почвы до созревания всех культур должна поддерживаться перед поливами на одинаково высоком уровне, на уровне нижней границы оптимальной влажности почвы. И только при созревании растений влажность почвы целесообразно понижать перед поливами (если они в этот период даются) до величины, близкой к влажности завядания растений.

Даже небольшой перерыв в снабжении растений достаточным количеством воды в любой период его развития до созревания ведет к недобору органического вещества, к потере темпов прохождения фаз развития и в конечном итоге к снижению урожая. Например, даже в фазу созревания хлопчатника чрезмерное понижение влажности почвы ведет к уменьшению веса коробочек, ухудшению крепости и длины волокна. Известно, что зерновые хлеба и другие культуры в засушливых районах без полива иссушают почву к концу вегетации до влажности устойчивого завядания или даже до максимальной гигроскопичности. Однако никто не доказал, что такое снижение влажности почвы полезно для растений и не снижает величины и качества урожая.

ИСПАРИЕНИЕ И ТРАНСПИРАЦИЯ

Суммарное испарение влаги из почвы складывается из транспирации растений и испарения с поверхности почвы. Величина суммарного испарения зависит от тепловой энергии, притекающей к испаряющей поверхности, от погодных условий, влажности почвы и возделываемой культуры.

Соотношение между транспирацией растений и испарением с поверхности почвы может колебаться в широких пределах, главным образом в зависимости от высоты растений и степени покрытия почвы. Например, по расчетам Будыко (1948), при травяном покрове высотой в 10 см транспирация составляет 30%, а при высоте растительного покрова 20 см относительный расход на транспирацию возрастает до 50%. Очень важно при этом отметить, что, по экспериментальным данным того же автора, отношение скорости испарения с поверхности почвы на открытой площадке к скорости испарения почвы с растительным покровом зависело только от массы растений и не зависело от метеорологических условий.

Очевидно, что при широкорядной культуре относительные потери воды на испарение с поверхности почвы будут наибольшие. Например, по данным В. М. Степановой (1963), полученным в лизиметрах, скороспелая капуста под Ленинградом в среднем за период вегетации транспирировала от 35 до 48% общего расхода влаги.

В орошаемых условиях аридного климата Средней Азии хлопковое поле с нормальной густотой стояния растений за весь период вегетации расходует примерно $\frac{1}{3}$ воды на испарение с поверхности почвы, а $\frac{2}{3}$ на транспирацию (табл. 48).

В табл. 48 представлены все элементы прихода и расхода влаги на хлопковом поле. Исследования проводились в испарителях диаметром 36 см и высотой 100 см. В сосуды бралась почва с ненарушенным строением. В каждом сосуде выращивалось одно растение. Сосуды размещались среди хлопкового поля. Поливы производились сверху по дефициту влаги в почве. Как видно из данных, независимо от общего количества израсходованной воды, транспирация составляла 62—69%, т. е. примерно $\frac{2}{3}$.

По другим Рыжов данным (1949), в этих же климатических условиях орошаемая люцерна на транспирацию расходует 75% от суммарного испарения. Можно думать, что в орошаемых условиях при достаточном снабжении растений водой расходы на транспирацию других поливных культур составят не больше 65—75% от общего расхода воды.

По приведенным в табл. 48 данным видно, что соотношение между транспирацией хлопчатника и испарением из почвы не изменяется в различных климатических условиях. Объясняется это, очевидно, тем, что транспирация растений и испарение с

Таблица 48

Водный баланс хлопкового поля

Место исследования	Год	Приходная часть					
		осадки		полив		запас воды в почве	
		мм/га	%	мм/га	%	мм/га	%
Ак-Кавакская опытная станция (Ташкент)	1931	—	—	—	—	—	—
То же	1937	806	4,7	15 021	89,5	974	5,8
"	1938	355	3,2	10 130	93,1	409	3,7
Ферганская опытная станция (Андижан)	1940	412	4,1	9315	92,5	338	3,4
Мургаб	1936	—	—	—	—	—	—

Место исследования	Год	Расходная часть			
		испарение из почвы		транспирация	
		мм/га	%	мм/га	%
Ак-Кавакская опытная станция (Ташкент)	1931	2487	37,4	4184	62,6
То же	1937	6334	37,5	10 464	62,5
"	1938	3368	30,8	7577	69,2
Ферганская опытная станция (Андижан)	1940	3600	35,7	6465	64,3
Мургаб	1936	2739	36,2	4820	63,8

поверхности почвы и воды изменяется в зависимости от одних и тех же условий: климатических факторов, влажности почвы, вида и величины растительного покрова. При изреженности растительного покрова это соотношение будет изменяться.

В настоящее время для учета суммарного и раздельного испарения с поверхности почвы и транспирации растений используются многие методы.

1. Метод водного баланса с применением соответствующих испарителей.

2. Метод эмпирических расчетов: связывающих испарение с поверхности почвы и воды с метеорологическими факторами и характером растительного покрова.

3. Метод турбулентной диффузии (Будыко, 1948).

4. Метод теплового баланса, основанный на теоретических расчетах суммарного испарения по приходу и расходу тепла к испаряющей поверхности.

Нужно отметить, что все существующие методы имеют ряд существенных недостатков. Многочисленные эмпирические уравнения для суммарного испарения поля и испаряемости с поверхности воды основаны на законе Дальтона: $E = (e_0 - e) \cdot f(u)$, где e_0 — упругость водяных паров воздуха на границе с подстилающей поверхностью; e — упругость водяных паров воздуха на высоте 2 м; $f(u)$ — зависимость испарения от ветра (весьма неопределенный фактор).

А. А. Скворцов (1947, 1950) по этому вопросу пишет, что ветер приносит к испаряющей поверхности и большую, и меньшую относительную влажность воздуха, перемешивает воздушные массы и тем самым увеличивает или уменьшает дефицит влажности воздуха. Это в значительной мере зависит от размеров испаряющей поверхности.

Из эмпирических уравнений испаряемости с водной поверхности наиболее проверенным, на наш взгляд, является уравнение Иванова (1941, 1948):

$$E = 0,0018 (25 + t)^2(100 - a),$$

где E — испаряемость за месяц, мм; t — среднемесячная температура воздуха; a — относительная влажность воздуха, %.

Эта формула проверялась автором на обширных материалах увлажнения зон земного шара. Это очень важно подчеркнуть, т. к. суммарное испарение с поверхности поля при условии оптимальной водообеспеченности и высокой агротехники очень близко, а во многих случаях равно испаряемости с свободной водной поверхности. Для доказательств этого положения приводим обобщенные данные (табл. 49) из различных источников для орошаемых условий различных пунктов СССР (Алпатев, 1954).

При оптимальном увлажнении и высоких урожаях культур суммарный расход воды полем очень близок к испаряемости с водной поверхности. Конечно, это совпадение получается в том случае, когда на больших площадях максимально возможное испарение с любой подстилающей поверхности ограничивается размерами тепловой энергии.

В настоящее время для определения величины суммарной потери воды полем и испарения с поверхности почвы широко применяется метод радиационного баланса:

$$R - LE - P - M = 0,$$

где R — радиационный баланс; LE — затраты тепла на испарение; P — турбулентный поток тепла в воздух; M — теплообмен дея-

Таблица 49

Суммарный расход воды разными культурами при орошении и испаряемость с водной поверхности в различных зонах СССР (по сводке Алпатова)

Опытная станция или пункт	Культура	Урожай ц/га	Суммарный расход воды полем, мм(а)	Испаряемость, мм(в)	Отношение а:в
Ферганская	Хлопчатник	40,0	932	1060	0,88
Кировабадская	То же	33,5	772	860	0,90
Ак-Кавакская	»	41,1	981	1233	0,80
Вахшская	»	45,0	1255	1300	0,97
Приаральская	Яровая пшеница	30,0	460	473	0,97
То же	Просо	33,1	493	540	0,91
»	Картофель	280	550	610	0,90
Безенчукская	Яровая пшеница	33,5	407	440	0,93
Ульяновская	Картофель	234	423	491	0,86
Ольгинский	То же	200	538	538	1,00
Моздокский	»	235	764	752	1,02
Ольгинский	Люцерна на семена	5,1	653	622	1,05
То же	Яровая пшеница	30,1	307	272	1,13
Тамбовская обл. совхоз	Сахарная свекла	450	550	610	0,90
Кубанская	Ячмень	37,3	347	338	1,03
Майкопская	То же	21,6	334	296	1,13
Пункинский	»	34,7	239	227	1,05
То же	Картофель	427	209	188	1,11

тельной поверхности с глубокими слоями почвы (Чудновский и Рожанская, 1956).

В этом уравнении не учтен расход солнечной энергии на биохимические процессы. Но эта величина очень небольшая и она обычно не учитывается. Наибольшее количество тепла тратится на испарение с поверхности почвы и на транспирацию растений. Турбулентный поток тепла в воздух и теплообмен с глубокими слоями почвы составляют при определенных условиях также небольшую величину. По данным О. Д. Рожанской (1954), Б. Н. Мичурина и Ф. Е. Колясева (1954), затраты тепла на суммарное испарение орошаемого пшеничного поля за период вегетации составляют 90% и больше от общей величины радиационного баланса, если влажность почвы не опускается ниже 60% от полевой влагоемкости.

По фазам вегетации эта величина очень сильно изменяется: наименьшие затраты тепла на испарение приходятся на начальный

и конечный периоды развития растений, а наибольшие — на цветение и налив зерна. На орошаемых полях с недостаточной водообеспеченностью растений размеры тепловой энергии, затрачиваемые на испарение, значительно уменьшаются.

Метод расчета величины суммарного испарения поля по радиационному балансу был подвергнут А. И. Будаговским (1957) глубокому теоретическому анализу. Автор пишет, что этот метод пока имеет теоретическое значение и не может найти широкого применения в расчетных целях. По мнению Будаговского, вследствие дискретности (прерывистости) растительного покрова изменяется отражательная способность, шероховатость испаряющей поверхности и относительная влажность воздуха на смежных участках поля, поэтому возникают непреодолимые трудности для определения всех элементов этого уравнения.

В США для вычисления суммарного испарения широко используется уравнение Бланей и Кридла:

$$E = K t^{\circ} \frac{P}{100} = K j,$$

где E — месячное суммарное испарение в дюймах; K — коэффициент корреляции для каждой культуры; t° — среднемесячная температура по Фаренгейту; P — среднемесячная продолжительность дня в процентах; $j = \frac{t^{\circ} P}{100}$ — фактор испарения.

Результаты расчетов Б. Н. Мичурина и В. М. Степановой (1962) по этому уравнению суммарного испарения были примерно равными фактическими величинами испарения с влажной почвы. Кроме того, оказалось, что результаты расчетов испаряемости по формуле Бланей и Кридла примерно те же, что и по формуле Иванова (1948):

$$E = 18.4D,$$

где E — испаряемость за месяц, мм; D — среднемесячный дефицит насыщения воздуха, мм.

Влияние продолжительности вегетационного периода на валовой расход воды очень хорошо показано в работе Алпатова (1954; табл. 50). Приведенные данные представляют результаты полевых наблюдений Полтавской опытной станции с 1910 по 1924 г., обработанные Алпатом. Любопытно, что расход воды в среднем за сутки почти одинаковый для всех культур. Очевидно, это определялось сходными условиями влажности почвы и притока тепла.

Из всех приведенных данных и соображений видно, что учет расхода воды на испарение с поверхности почвы и транспирацию растений по теоретическим и эмпирическим уравнениям дает приемлемые результаты только при высокой водообеспеченности растений. Это может иметь место в условиях очень влажного климата

Таблица 50

Влияние продолжительности вегетационного периода растений на суммарный расход воды

Культура	Продолжительность вегетации, дни	Расход воды, мм		Расход воды за сутки, мм
		за весь период	в том числе осадки	
Вика + овес	67	182	92	2,7
Гречиха	93	264	184	2,8
Ячмень	97	264	187	2,7
Яровая пшеница	101	271	187	2,7
Кукуруза	131	307	265	2,4
Сахарная свекла	154	407	305	2,6
Среднее	—	284	—	2,65

и орошаемого земледелия, где влажность верхнего слоя почвы не опускается ниже влажности разрыва капилляров. Такую влажность трудно сохранить, и в период вегетации всегда могут быть случаи более значительного высыхания почвы. Поэтому нам представляется, что наиболее достоверные результаты по учету как суммарного расхода воды полем, так и транспирации растений и испарения с поверхности почвы можно получить только непосредственным определением этих величин в лизиметрах методом водного баланса.

Коэффициент транспирации и коэффициент суммарного расхода воды на единицу органической массы не являются постоянными величинами: они изменяются в зависимости от освещения, влажности почвы и особенно от концентрации почвенного раствора. Этот вопрос изучался многими исследователями. Никакой строгой зависимости коэффициента транспирации от условий среды не установлено. Экспериментальные данные показывают, что чем выше плодородие почвы и чем выше урожай растений, тем меньше коэффициент транспирации. Это можно проиллюстрировать данными, полученными Агаповой на экспериментальной базе Всесоюзного института хлопководства под Ташкентом (табл. 51). Опыты проводились в сосудах на 25 кг почвы. В каждый сосуд вносилось (N — 5 г; P_2O_5 — 4,7 г; K_2O — 4 г). При двойной и тройной дозах количество питательных элементов соответственно увеличивалось. Помимо основных элементов питания вносились в соответствующих количествах все другие элементы, необходимые для нормального развития растений.

Из приведенных данных видно, что с увеличением концентрации почвенного раствора при тройной дозе удобрений, при осмо-

Таблица 51

Урожай, расход воды на транспирацию и коэффициент транспирации хлопчатника при различной концентрации почвенного раствора (с внесением молибдена и без молибдена)

Схема опыта			$(NH_4)_2MoO_4$	Концентрация почвенного раствора, см.к, 15/VII	Общий вес одного растения, г	Вес хлопчатника, г	Израсходовано воды растением, г	Коэффициент водопотребления
N	P_2O_5	K_2O						
Влажность 70% от полной влагоемкости почвы								
1	1	1	—	0,48	120	61	81	677
1	1	1	+	0,48	116	59	81	692
2	2	2	—	0,96	263	119	87	330
2	2	2	+	0,84	335	178	88	264
3	3	3	—	1,22	264	114	85	324
3	3	3	+	1,20	385	192	87	237
3	1	1	—	1,08	79	39	84	1070
3	1	1	+	1,08	169	88	85	505
1	3	1	—	0,72	128	59	81	633
1	3	1	+	0,60	231	116	85	370

Влажность 60% от полной влагоемкости почвы

1	1	1	—	0,60	102	50	60	590
1	1	1	+	0,61	109	52	61	560
2	2	2	—	1,32	144	67	66	460
2	2	2	+	1,20	181	101	68	378
3	3	3	—	1,81	153	67	66	436
3	3	3	+	1,92	217	109	68	315
3	1	1	—	1,45	89	45	65	730
3	1	1	+	1,57	156	80	66	425
1	3	1	—	0,84	54	25	62	1150
1	3	1	+	0,96	138	72	63	452

тическом давлении раствора 1,20—1,90 урожай на вариантах без молибдена не увеличивался. Внесение молибдена как микроэлемента, стимулирующего накопление белков, резко повышает использование питательных элементов и воды. С повышением урожая общий расход воды возрастает очень немного, тогда как коэффициент транспирации резко снижается. Это важно иметь в виду при конкретном планировании размеров и режима орошения. При этом нужно учитывать заданный урожай растений и количество вносимых удобрений.

Как уже указывалось в предыдущей главе, суммарный расход воды полем в период вегетации складывается из испарения с поверхности почвы и транспирации растений. Просачивание воды ниже корнеобитаемого слоя можно свести к минимуму или даже совсем исключить, если нормы полива определять по дефициту влажности корнеобитаемого слоя. Это суммарное потребление воды удовлетворяется поливами, осадками, использованием воды из зимних запасов почвы и возможным подтоком снизу от грунтовых вод при близком их стоянии. В зависимости от климатических и почвенных условий и возделываемых растений все элементы приходной и расходной частей водного баланса могут иметь разное количественное значение. В условиях аридного климата пустынь основной расход воды из почвы за период вегетации растений может быть пополнен только поливами, тогда как другие статьи приходной части не имеют большого значения. Например, в табл. 51 расходная часть водного баланса хлопкового поля пополняется в период вегетации на 90% за счет орошения и только на 10% за счет осадков и использования воды из запасов почвы. При большом количестве осадков или при близком залегании грунтовых вод количество оросительной воды может быть уменьшено.

Таким образом, общее потребление воды полем, равное суммарному расходу за период вегетации или за год, удовлетворяется за счет разных источников поступления этой влаги. Для определения доли оросительной воды в покрытии суммарного потребления воды полем необходимо провести районирование всей территории страны по климатическим и почвенным условиям, с учетом возделываемых культур. Для этого следует знать потребность различных культур в воде, расход воды на испарение с поверхности почвы, климатические и почвенные условия, т. е. все элементы водного баланса поля.

При существующих системах орошения и техники подачи воды значительная ее доля теряется на фильтрацию и испарение по пути от головного водоразбора до орошаемого поля.

По многочисленным данным, в системах с самотечной или машинной подачей воды так называемый коэффициент полезного действия оросительной системы составляет 40—60%. Например, по данным В. М. Легостаева (1959), потери воды в оросительной сети Средней Азии СССР составляют (в % от общего забора в головке магистрального канала):

В магистральных каналах	7—12
В распределительной сети	12—20
Во внутрихозяйственной сети	20—35 и более.]

По материалам О. Израэльсона (1936), в различных оросительных системах США на фермы подается от 35 до 70% общего количества воды, забираемой в оросительную систему. Нужно еще принять во внимание так называемые эксплуатационные потери (потери на фильтрацию в дамбах, при случайных сбросах, прорывах дамб), которые составляют, по данным Костякова (1951), 2—3% от расхода канала.

Из всех потерь основное количество воды (до 90% и больше) теряется на фильтрацию. Эти потери могут быть значительно уменьшены разными противофильтрационными мероприятиями: подачей воды по трубам и лоткам, облицовкой и уплотнением стенок каналов, сокращением протяженности оросительной сети и т. п. Кроме указанных потерь в оросительной сети, часть воды, доведенной до орошаемого поля, теряется при самом поливе. Эти потери оросительной воды складываются из следующих статей:

1. Потери на сток (сброс) с орошаемого поля.
2. Потери на испарение с поверхности воды и почвы.
3. Потери на просачивание ниже корнеобитаемого слоя.

По данным Мак Коллаха и Шранка (MacCulloch a. Schrank 1955), эффективность поливов (количество впитанной в почву воды в % от общего ее количества, подаваемого на орошаемое поле) составляет на люцерновом поле при дождевании 82—86%, а при поверхностном орошении напуском 68—76%. По сводке этих же авторов, в других полевых опытах эффективность поливов по бороздам при оптимальных уклонах орошаемых участков составляла от 50 до 65%.

Такие большие потери объясняются большим стоком (сбросом) воды по уклону за пределы орошаемых участков.

Такой сток может иметь большие размеры при продолжительных поливах, малой проницаемости почвы и большой величине струи. При поливах на горизонтально спланированных участках сброс совсем исключается. Нужно еще учесть, что вода, сброшенная с орошаемого поля, не является нацело потерей, так как она может использоваться на ниже расположенных землях. Поэтому эту статью потери воды при поливах следует исключить из баланса. Потери воды на фильтрацию с орошаемого поля при поливах мы тоже исключаем. Таким образом, основной статьей потери воды на самом орошаемом поле за время полива является испарение с поверхности воды и почвы.

По нашим данным, при круглосуточных поливах потеря на испарение не превышает 5—10% от общего количества воды, подаваемой на орошаемое поле. Следовательно, можно принять, что в корнеобитаемый слой впитывается до 90—95% от подаваемой оросительной воды, не считая сброса за пределы орошаемого участка.

Суммируя все потери воды, можно сказать, что в корнеобитаемый слой почвы при поливах по дефициту влажности поступает примерно 30—40% воды головного забора.

Таким образом, следует различать потребность в оросительной воде для одного участка, для одного хозяйства и для всей оросительной системы. Потребность в воде для одного участка складывается из количества воды, впитанной в почву, и воды, потерянной на испарение и на сброс (если он имеется) за время самих поливов. Потребность в воде для одного хозяйства складывается из потребностей всех полевых участков плюс потери внутрихозяйственной сети, составляющие до 50—60% от общей потери в оросительной системе. При определении величины головного забора нужно еще учесть потери в магистральных каналах и распределительной сети, а также потребность в воде на бытовые нужды.

При разработке программы (системы) орошения сельскохозяйственных культур необходимо знать все приходные и расходные статьи водного баланса поля и непроизводительные потери воды в ирригационной сети от головного забора до орошаемого поля. Наибольшая трудность возникает при определении размеров потребления воды на транспирацию и на испарение с поверхности почвы для разных культур, в разных почвенных и климатических условиях. В огромном большинстве случаев для этого используют непосредственные наблюдения и измерения всех вышеуказанных величин в опытных учреждениях или в хозяйствах. Но наиболее точные данные получаются при специальном изучении водного баланса корнеобитаемого слоя почвы. Однако исследований по водному балансу поля пока мало, и поэтому часто приходится прибегать к использованию многочисленных прямых и косвенных методов вычисления суммарного испарения поля и отдельно испарения с поверхности почвы и транспирации растений, с многочисленными поправками на длину периода вегетации, размера урожая, влажности почвы и т. д.

В предыдущем разделе мы приводили некоторые наиболее приемлемые эмпирические и теоретические уравнения для вычисления основных элементов расхода воды полем. Из этих данных было видно, что колебания потребности различных культур в воде зависят от климатических условий, биологических особенностей культуры, периода вегетации растений, величины урожая и т. п. Эти данные получены главным образом на основании непосредственных определений суммарного расхода воды полем путем наблюдений за влажностью почвы или же на основании специальных исследований водного баланса поля в лизиметрах-испарителях.

Нам представляется, что при отсутствии непосредственных опытных определений количество воды, необходимое для транспирации растений, можно определить по коэффициенту транспирации, а суммарный расход воды полем (с учетом испарения с поверхности почвы) по коэффициенту водопотребления

$$M = K \cdot P,$$

где M — физиологическая норма потребления воды в $\text{м}^3/\text{га}$ за период вегетации для создания заданной массы урожая; P — урожай в t сухой массы, K — коэффициент транспирации.

Известно, что коэффициент транспирации значительно колеблется в зависимости от многих условий. Но в наибольшей степени коэффициент транспирации зависит от плодородия почвы, а точнее, от величины урожая. Поэтому при заданной величине урожая коэффициент транспирации становится более определенным.

Коэффициенты транспирации всех культур широко изучались во всех странах мира и поэтому их легко установить для всех условий. Для определения суммарной потери воды полем к полученной величине M нужно прибавить величину испарения с поверхности почвы. Эта величина для засушливых районов обычно не превышает 30—40% от общего расхода воды полем. Безусловно, здесь могут быть исключения, которые нужно принять во внимание, если есть достаточные основания.

Хлопчатник в условиях республик Средней Азии при урожае хлопка-сырца в 30 $\text{ц}/\text{га}$ имеет коэффициент транспирации в центральной климатической зоне 500—600 единиц воды на единицу веса сухой массы урожая. В этом случае суммарный расход воды хлопковым полем составляет

$$M = 7,5 \cdot 600 + 2250 = 6750 \text{ м}^3/\text{га}.$$

Здесь 7,5 t составляют общий урожай сухой массы на гектар при урожае хлопка-сырца в 30 ц ; 2250 $\text{м}^3/\text{га}$ — величина испарения с поверхности почвы.

Для определения оросительной нормы за период вегетации или «чистой потребности в поливах» из полученной величины нужно вычесть сумму выпадающих осадков за этот период и количество используемой воды из зимних запасов почвы. Последние две величины определяются легко. Таким путем можно вычислить суммарную потребность в воде и потребность в оросительной воде для каждого конкретного случая.

Как уже указывалось, при самом поливе теряется часть оросительной воды, что необходимо принять во внимание в расчетах валовой потребности в поливах. В руководстве по дождеванию в США (1955) приводится таблица относительной сезонной потребности в воде разных культур в западных штатах в процентах от сезонной потребности в воде люцерны. Например, для хлопка и кукурузы требуется 65%, для зерновых культур и картофеля 50%, сахарной свеклы 82%. Очевидно, что таким путем в какой-то мере также можно пользоваться при расчетах требуемого количества оросительной воды.

В этом же руководстве приведены данные абсолютной сезонной потребности в воде для разных культур и для разных зон западных и восточных штатов с различной длиной вегетационного периода (McCulloch a. Schrank, 1955).

Такие же данные для разных культур и разных почвенно-климатических условий орошаемой зоны СССР можно найти в работе В. М. Легостаева и Б. С. Конькова (1951) и В. Е. Еременко (1957). Однако в последних двух работах показаны величины не суммарной сезонной потребности во влаге, а «чистая потребность в поливах», т. е. оросительные нормы в кубических метрах на гектар.

РАЗРАБОТКА ПРОГРАММ ОРОШЕНИЯ

Под программой орошения следует понимать определение размеров, режима и техники орошения сельскохозяйственных культур. Очевидно, что при разработке программы орошения необходимо учитывать климатические, почвенные и гидрогеологические условия, биологические особенности и технику возделывания культур, водообеспеченность и экономику рекомендуемых приемов. Последние два фактора нами рассматриваться не будут. Предполагается, что орошаемая территория достаточно обеспечена водой для создания оптимальных режимов орошения, а рекомендуемая программа вполне рентабельна.

Прежде всего, орошаемая территория делится на климатические зоны по длине вегетационного (безморозного) периода, средней годовой температуре и средней температуре июля, количеству осадков, испаряемости и сумме среднесуточных температур. Очень важно при этом подсчитать дефицит водного баланса территории, под которым мы понимаем величину испаряемости за год или за период вегетации минус осадки за те же сроки.

В качестве примера можно привести деление на климатические зоны орошаемой территории Советского Союза (Средней Азии и Южного Казахстана, табл. 52).

Таблица 52

Некоторые усредненные климатические показатели орошаемой территории Советского Союза

(по Легостаеву и Конькову, 1951; Еременко, 1957)

Зона	Сумма среднесуточной температуры с 1/IV по 1/X, °C	Средняя температура года, °C	Среднесуточная температура июля, °C	Количество осадков, в год, мм	Безморозный период, дни	Примерное соотношение оросительных норм, %
Средняя . . .	3800—3900	10—12	25—26	100—200	180—200	80—90
Центральная	4000—4200	12—14	26—28	200—350	200—220	100
Южная	4200—4500	14—17	28—30	200—350	220—230	110—120

Выделенные зоны могут быть подразделены на более мелкие таксономические единицы в зависимости от местных климатических особенностей, особенно в зависимости от дефицита водного баланса.

По сообщению Мак Коллаха и Шранка (McCulloch a. Schrank, 1955) в западных орошаемых штатах США выделены четыре климатические зоны, а в восточных штатах — три климатические зоны. В этих зонах подсчитана сезонная потребность в орошении для основных культур.

Внутри каждой климатической зоны по глубине грунтовых вод и по почвенным условиям выделяются гидромодульные районы:

Гидромодульный район	Глубина грунтовых вод, м
I	3—4
II	2—3
III	1—2
IV	0,5—1

Почвы первых трех гидромодульных районов делятся на три группы: легкие, средние и тяжелые, а почвы четвертого района не подразделяются на группы по мехсоставу, так как при близком залегании грунтовых вод не имеет смысла давать разные нормы полива.

Почвы тяжелые, средние и легкие имеют разную влагоемкость и разную величину влажности завядания, поэтому на них должны быть разные поливные нормы. Легкие почвы поливаются чаще, но меньшими нормами, а тяжелые почвы реже, но большими нормами. Почвы маломощные, с близким залеганием песка или галечника, присоединяются к группе легких или средних почв, в зависимости от мощности верхнего мелкоземистого слоя.

Размеры оросительных норм и режим орошения для почв с разной глубиной грунтовых вод должны быть разные. На основании многолетнего опыта и специальных исследований в испарителях в приведенных выше гидромодульных районах можно рекомендовать следующее соотношение оросительных норм (за период вегетации):

Гидромодульный район	Грунтовая вода глубине, м	%
I	3—4	100
II	2—3	85
III	1—2	65
IV	0,5—1	40

Такое соотношение устанавливается на почвах с однородными грунтами. Для грунтов с разными физическими свойствами и разной глубиной залегания грунтовых вод в каждом отдельном

случае подбираются соответствующие коэффициенты на основании опытных материалов и практических наблюдений.

Следует указать, что на почвах маломощных или песчаных, на которых приходится давать частые поливы небольшими нормами, общая потребность в поливной воде за период вегетации несколько возрастает по сравнению с почвами нормального сложения. Опыт показывает, что на таких почвах оросительную норму следует увеличить на 10—20% по сравнению с оросительными нормами на почвах средних и тяжелых.

Кроме перечисленных (климатических, гидрогеологических и почвенных) факторов, суммарный расход воды полем, а следовательно, потребность в поливах, в очень значительной мере зависят еще от плодородия почвы и получаемого урожая. Известно, что с повышением плодородия почвы и увеличением урожая коэффициент транспирации понижается, но общее потребление воды при этом, как правило, возрастает. Это видно из данных, приведенных в табл. 51, которые получены в вегетационных сосудах. Еще более наглядно это можно показать на примере обобщенных нами полевых данных Ак-Кавакской опытной станции под Ташкентом (табл. 53).

Таблица 53

Расход воды на поливы в зависимости от плодородия почвы и величины урожая хлопка-сырца

(по материалам Ак-Кавакской опытной станции, Рыжов, 1948)

Год	Внесено удобрений, кг/га			Урожай хлопка-сырца, ц/га	Число поливов	Общий расход воды, м ³ /га			Коэффициент транспирации
	N	P ₂ O ₅	K ₂ O			полив	осадки с 1.IV по 1.X	из запаса почвы	
1926	30	16	16	11,0	4,4	4400	1512	900	1651
1928	26	21	9	14,9	5,0	5000	1231	900	1278
1930	5	2	1	15,7	5,0	5360	1101	900	1252
1932	39	27	15	15,3	5,8	5800	1315	900	1404
1935	55	55	1	21,5	7,7	6160	566	900	947
1936	159	164	20	37,5	9,0	7200	1219	900	735
1937	229	250	67	40,2	9,1	7280	1593	900	723
1938	119	176	63	39,4	8,8	7920	404	900	694
1939	151	180	69	43,6	8,4	7560	391	900	602
1940	160	166	75	44,6	8,1	7290	1171	900	620

Приведенные данные представляют собой усредненные величины на всю посевную площадь хлопчатника примерно на 40—

50 га. При увеличении урожая с 1926 по 1940 г. в четыре раза расход воды на поливы увеличился только на 65%, а коэффициент транспирации уменьшился в 2,5 раза.

Соотношение между оросительными нормами при различной величине урожая для разных культур, очевидно, будет разным.

Этот вопрос еще мало изучен, поэтому пока нельзя дать каких-либо общих придержек для всех культур. Для хлопчатника как ведущей культуры на орошаемой территории Советского Союза такое соотношение установлено, что можно видеть из данных табл. 54.

Таблица 54

Потребность хлопчатника в орошении для разных климатических зон и гидрогеологических (гидрогеологических) районов и при разной величине планируемого урожая (Еременко, 1957 *)

Климатическая зона	Гидрогеологический район	Урожай хлопка-сырца, ц/га			
		до 20	20—30	30—40	40—50
Северная	I	3200—3900	3500—4400	4400—5000	5000—5600
	II	2600—3200	2900—3600	3600—4100	4100—4600
	III	2000—2400	2200—2800	2800—3200	3200—3500
	IV	1200—1400	1300—1600	1600—1900	1900—2100
Центральная	I	4000—4700	4300—5400	5400—6100	6100—6700
	II	3200—3900	3500—4400	4400—5000	5000—5600
	III	2500—2900	2700—3400	3400—3800	3800—4400
	IV	1400—1700	1600—2000	2000—2300	2300—2500
Южная	I	4700—5000	5100—5300	6800—7100	7100—7900
	II	3900—4600	4200—5200	5200—5900	5900—6500
	III	2900—3500	3200—4000	4000—4500	4500—5000
	IV	1700—2100	1900—2400	2400—2700	2700—3000

* В работе Еременко показаны величины общего водопотребления: оросительные нормы (нетто) плюс использование воды хлопчатником из зимних запасов почвы. В приведенной таблице величины оросительных норм даны без учета использования воды за период вегетации из зимних запасов почвы.

При разработке программы орошения наиболее ответственный момент — установление оптимальной влажности почвы перед поливами, обеспечивающей получение максимального возможного урожая при данных условиях. Как уже указывалось выше, многочисленные опыты в Советском Союзе с разными культурами показали, что поливы растений должны производиться задолго до наступления влажности завядания. По данным многих иссле-

дователей, нижний предел оптимальной влажности почв составляет 65—75% от полевой влагоемкости (Рыжов, 1953). Это подтверждается и многими данными американских исследователей. Разница состоит только в том, что в Советском Союзе принято оптимальную влажность почвы перед поливами выражать в процентах от полевой влагоемкости (или в процентах от влажности завядания), а в США — в процентах от физиологически полезного запаса воды в почве.

Среди исследователей США по этому вопросу, по-видимому, пока нет единого мнения, но большинство из них считает, что оросительную воду нужно подавать на поле, когда физиологически доступной воды в корнеобитаемом слое останется 50%.

Нужно сказать, что высказанные принципиальные положения об оптимальной влажности перед поливами относятся к хорошо дренированным почвам с глубоким стоянием грунтовых вод. Как уже отмечалось, при близком стоянии грунтовых вод полевая влагоемкость почв и количество доступной воды повышаются за счет капиллярной каймы грунтовых вод. В этих случаях, очевидно, поливать нужно при более низкой влажности, примерно при 60—65% от полевой влагоемкости.

Полевая влагоемкость легко определяется и ее величина хорошо известна для большинства почв. По данным советских исследователей, для малогумусных почв орошаемой зоны Средней Азии она колеблется от 10% вес. в песчаных почвах до 25% в глинистых.

По сводке Шокли (Shokley, Dale, 1955), на орошаемых почвах в юго-западных штатах США количество физиологически доступной влаги колеблется от 178 до 585 м³/га в 30-сантиметровом слое почвы (от 0,7 до 2,3 дюйма на фут почвы). Можно сказать, что величины полевой влагоемкости и запасы доступной воды в почвах орошаемых территорий по тем и другим данным близки между собой.

Для разработки поливных режимов необходимо знать мощность корнеобитаемого слоя почвы орошаемых культур и количество потребляемой воды из каждого слоя почвы. В США для всех культур была установлена мощность корнеобитаемого слоя почвы, с разделением его на четыре равные части. Затем было принято, что из первой четверти корнеобитаемой зоны расходуется 40%, из второй четверти 30%, из третьей 20% и из четвертой 10% от суммарного расхода воды за период вегетации. Для каждого слоя всех почв были подсчитаны общие запасы доступной и легко-доступной воды, после использования которой необходимо давать полив.

При наличии сведений о полевой влагоемкости, влажности устойчивого завядания и мощности корнеобитаемого слоя можно вычислить нормы (количества воды за один полив) и определить сроки поливов.

Для установления сроков полива разных культур предложено много показателей, но нам кажется, что самым объективным из них является влажность почвы. Метод определения сроков полива по сосущей силе клеточного сока листьев также достаточно хорошо разработан и научно обоснован. Однако все научно обоснованные методы могут применяться в хозяйствах при наличии некоторого лабораторного оборудования.

Наиболее просто определять сроки поливов в хозяйствах можно по слабому подвяданию листьев орошаемых культур среди дня, в самое жаркое время. Специальные наблюдения, проведенные на хлопчатнике, показывают, что полив нужно производить в момент, когда ослабление тургора листьев наблюдается среди дня у 20—30% общего числа растений на орошаемом участке. Более поздний полив приводит к снижению урожая.

Некоторые трудности возникают при определении средней влажности в корнеобитаемом слое почвы. На основе имеющихся наблюдений по этому вопросу нам представляется правильным устанавливать сроки поливов по средней влажности всего корнеобитаемого слоя почвы, определяемой через каждые 10—20 см.

Мощность корнеобитаемого слоя зависит и от свойств самой почвы и от биологических особенностей растений. Для упрощения расчетов все полевые и садовые культуры можно разделить на четыре группы по мощности корнеобитаемого слоя (в м):

1. Древесные (плодовые) культуры	1,5
2. Полевые культуры со стержневым корнем	1,0
3. Зерновые хлеба	0,8
4. Огородные культуры с мелкой корневой системой	0,6

Мощность корнеобитаемого слоя многих культур превышает указанные размеры, но в расчетах поливных норм это принимать во внимание не следует. В период наиболее интенсивных поливов увлажнить почву глубже 1—1,5 м бывает очень трудно, так как для этого требуется продолжительное время. Кроме того, при длительном поливе увеличивается сброс и потери воды на испарение. Более глубокие слои почвы нужно увлажнять в осенне-зимний период специальными глубокими поливами, с расчетом увлажнения 2-метрового слоя почвы до полевой влагоемкости. В этом случае в период вегетации не потребуется промачивать почву на большую глубину.

Таким образом, для определения поливной нормы требуется знать следующие величины: полевую влагоемкость; влажность перед поливами (она равна 65—75% от полевой влагоемкости корнеобитаемого слоя почвы); мощность корнеобитаемого (расчетного) слоя почвы; потери воды на испарение за время полива (5—10% от поливной нормы); потери на сброс, если эта вода не

используется на нижерасположенных участках; послойную (через 10—20 см) плотность сложения (объемный вес) почвы, для перевода весовых процентов влажности в объемные.

Сам расчет поливной нормы представляет собой простое арифметическое действие. В работе Мак Коллаха и Шранка (McCollach a. Schrank, 1955) такие расчеты сделаны для почв с разной влагоемкостью и разной мощностью расчетного слоя (от 30 до 180 см). По их данным, поливная норма (нетто) при этом расчетном слое для разных почв составляет от 125 до 1500 м³/га.

Обычно поливные нормы на всех почвах при поверхностном самотечном орошении составляют 500—1000 м³/га. Легкие почвы поливаются меньшими нормами, но чаще, чем почвы тяжелые. Первые поливы в период вегетации даются меньшими нормами, с расчетом промачивания почвы до глубин 40—60 см, а затем, в период цветения полевых культур, нормы полива увеличиваются с расчетом увлажнения всей глубины корнеобитаемого слоя. В период созревания нормы полива снова следует уменьшить.

Распределение поливов во времени следует производить в соответствии с суммарным расходом воды полем. Так как в большинстве случаев большая часть воды расходуется на транспирацию, то очевидно, что оросительную воду нужно подавать на поле по мере прироста органической массы растений. Зная кривую накопления органической массы орошаемой культуры, можно заранее спланировать распределение всей оросительной воды за период вегетации. Это можно показать на примере расхода воды хлопковым полем на Ак-Кавакской опытной станции под Ташкентом (табл. 55).

Таблица 55

Среднесуточный расход воды хлопковым полем, м³/га
при урожае хлопка-сырца 30—35 ц/га
(Еременко, 1957)

Фаза вегетации	Сроки определения	Расход воды
Бутонизация	10.VI—16.VI	18—20
Начало цветения . . .	1.VII—5.VII	35—40
Массовое цветение . . .	15.VII—20.VII	50—55
Начало плодообразования	1.VIII—5.VIII	75—80
Массовое плодообразование	1.IX—5.IX	45—50
Массовое созревание	15.IX—20.IX	25—30

Эти данные совпадают с данными расхода воды хлопковым полем в аридных районах (США) (Kuantz, Swanson, Stockinger a. Carreker, 1955).

Во многих случаях возникает также необходимость производить поливы до посева растений. В засушливых районах с малым количеством осадков целесообразно до посева растений произвести влагозарядочный полив, чтобы запастись водой в глубоких слоях почвы. Наблюдения за влажностью почвы показывают, что из общего количества осадков, выпадающих за зимний период (с 1.IX по 1.IV), только 50% их усваивается почвой. Зная влагоемкость почвы и количество выпадающих осадков, можно подсчитать в каждом отдельном случае, нужно или не нужно производить влагозарядочный полив. Расчеты показывают, что в районах, где выпадает в зимний период меньше 200—250 мм осадков, на суглинистых почвах целесообразно дать до посева растений влагозарядочный полив нормой в 1500—2500 м³/га.

Использование оросительной воды для промывки почв от вредных воднорастворимых солей в этой главе не рассматривается.

На основании всего сказанного можно подсчитать общую потребность в поливной воде за период вегетации и за год, если учитывать влагозарядочные и промывные поливы. Зная потери воды на испарение и на сброс во время поливов, на фильтрацию в ирригационной сети и на другие потери, можно подсчитать общую потребность в оросительной воде для всей орошаемой площади.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Научное обоснование оросительных мелиораций является многосторонней комплексной проблемой, требующей от специалистов обширных знаний и умения творчески применить их к конкретным, обычно весьма не схожим между собой объектам.

Мировая практика орошения земель изобилует примерами, когда слабый учет природной обстановки, а равно и различных последствий хозяйственной деятельности на земле приводит при орошении к неожиданным, иногда неблагоприятным последствиям. Оросительные системы оказываются в отдельных случаях малоэффективными, часть земель, иногда значительная, выходит из строя, подготовленные для орошения поля пустуют.

Восстановление плодородия земли на таких неудачно спланированных или построенных без учета конкретных условий системах оказывается мероприятием нередко столь же дорогостоящим, как и новое строительство.

Невозможно назвать какую-либо страну с аридным климатом и землями, склонными к засолению, где в наше время удалось бы полностью избежать при орошении тех или иных затруднений и даже ошибок, подчас весьма серьезных. Нет сомнения, что появление сходных ошибок на различных, часто удаленных одна от другой системах, построенных в разное время по разным проектам, должно иметь не только случайные, а скорее какие-то общие, объективные причины.

К выяснению причин таких явлений, несомненно, должно быть привлечено постоянное внимание специалистов-мелиораторов и практиков орошаемого земледелия. Особая ответственность ложится на исследовательские организации, так как неблагоприятные последствия возникают там, где вследствие незнания процессов, протекающих на орошаемых землях, не приняты заблаговременно необходимые меры, как предупредительные, так и устраняющие неблагоприятные последствия.

Трудность решения относящихся к этой проблеме вопросов заключается в том, что оно обычно не под силу узкому кругу специалистов. Не исследуя всех связей между разными факторами

природной среды, воздействия на нее разных приемов хозяйственной деятельности человека, трудно предусмотреть многообразные последствия ирригации.

Только научное предвидение дает возможность обоснованно решать вопрос о том, какие необходимо принять специальные агротехнические, землеустроительные или мелиоративные меры для устранения или сдерживания предполагаемых отрицательных процессов. Выбор подобных средств в свою очередь ставит перед специалистом вопрос, каковы будут дальнейшие прямые или косвенные последствия этих новых мелиоративных мероприятий. Только такое постепенное приближение к раскрытию всех последствий орошения, которые проявятся в будущем, может удовлетворить современным требованиям.

Развитие орошаемого земледелия не может довольствоваться стихийно сложившимися приемами апробации ирригационных качеств земель, оно требует фундаментальных научных концепций, на которых может базироваться вся дальнейшая ирригационная практика.

Подобная постановка задачи, подсказанная самой жизнью, предполагает создание специального научного направления, вооруженного методами комплексного, всестороннего познания мелиоративных особенностей природных объектов, используемых в орошаемом земледелии. Создание такого направления давно намечается на стыке агрономии, почвоведения, гидрологии и гидрогеологии, исторической геологии и географии, геохимии, а также растениеводства и некоторых других.

Настоящая монография не претендует на раскрытие всех возникающих или нужных в этом плане направлений и вопросов, с которыми постоянно встречается практика на орошаемых землях. Цель его — сообщить специалистам и практикам самые необходимые сведения о ряде взаимосвязанных явлений, возникающих при орошении, которые следует учитывать, начиная с проектирования систем и кончая повседневной практикой орошения.

В книге не содержится готовых рецептов. Они и немислимы в столь сложной обстановке, как орошаемое земледелие. Важно другое. Специалист и практик, используя приведенный материал, сможет в ряде случаев заблаговременно учесть некоторые неблагоприятные последствия орошения.

В предлагаемых главах изложен накопленный к настоящему времени опыт как в нашей стране, так и за рубежом. Вместе с тем было бы неверно не отметить, что не все необходимые вопросы научного обслуживания орошаемого земледелия достаточно выяснены в нашей стране и в мировой практике. Некоторые из них все еще приходится решать на основе практического опыта, не всегда имея достаточное теоретическое обоснование.

В числе таких вопросов, весьма важных для ирригации, можно

назвать следующие. И у нас, и за рубежом недостаточно разработаны методы прогнозирования изменений природных условий и плодородия земли, возникающих в результате орошения. В этом вопросе приходится пользоваться качественными, сравнительными представлениями, основанными на учете результатов орошения сходных объектов в прошлом. Создание такой теории сейчас возможно. По многим объектам накоплен необходимый минимум материала. В основном определились методы оценки изыскательских данных и перевод их на количественную основу. Но делается это пока недостаточными темпами, потому что материалы ведомственного характера не публикуются и остаются необобщенными и потому что этими вопросами занято сейчас небольшое число специалистов. К тому же работники исследовательских учреждений мало привлекаются к научному обоснованию проектируемых оросительных систем. Отрицательно сказывается также то обстоятельство, что в нашей стране в сущности нет центрального института, в поле зрения которого специально и постоянно находились бы все вопросы комплексного обоснования и обслуживания оросительных мелиораций. Эти вопросы решаются разрозненно, а потому неполно.

Есть вопросы, решение которых зависит лишь от правильной организации уже давно ведущихся исследований, талантливости привлекаемых к их решению исполнителей, возможности экспериментальной проверки различных гипотез. В последнее время, например, стал полемическим вопрос о целесообразности применения мелкого горизонтального дренажа в качестве основного вида дренажа, обеспечивающего состояние рассоленности почв на засоленных территориях. Между тем достаточно обширный отечественный опыт, при внимательном его прочтении, показывает, что мелкий дренаж на сильно засоленных землях с минерализованными грунтовыми водами, если фильтрационные свойства почв и грунтов не отклоняются резко от нормы (порядка 0,5—2 м/сутки и выше), эффективен только как временный — на период промывок. В эксплуатационный период он не исключает реставрацию засоления от соленых грунтовых вод, так как сохраняются условия солончакового соленакопления, а сами грунтовые воды при этом полностью не опресняются.

Как постоянно действующее мероприятие мелкий дренаж может быть оправдан на засоленных землях с близким водоупором, на засоленных слитых почвогрунтах, а также при использовании для орошения воды с повышенной соленостью и в некоторых других специфических случаях. Очевидно, что мелиораторам следует широко обсудить эти вопросы и найти оптимальные решения для определенных сочетаний.

Не все еще достаточно ясно в вопросах промывки засоленных земель, несмотря на давний и обширный опыт производственных и экспериментальных промывок. Определенные трудности в этом

вопросе возникают там, где не ясны вопросы дренажа, а именно — на плохо фильтрующих грунтах или в районах со слабой напорностью грунтовых вод, когда движению промывного потока вниз противостоят восходящие движения подпочвенных вод.

Большие осложнения в процессе промывки земель ряда полупустынных районов страны (Северное Предкавказье, Прикаспий, Центральный и Западный Казахстан) будет вносить мелкопятнистая комплексность почвенного покрова. На комплексных землях вследствие пестрых фильтрационных свойств происходит неравномерное просачивание промывных растворов. Еще менее ясны вопросы в области орошения и освоения слитых почв, нередко развитых на плотных соленосных глинах (Северный Кавказ, Крым и др.).

Можно ограничиться этими немногими примерами. Они показательны в том отношении, что развитие ирригации все еще встречается со сложными, не вполне и не для всех случаев решенными вопросами. Эти вопросы, как и вся проблема в целом, еще требуют пристального внимания специалистов, практиков, планирующих организаций.

При решении тех или иных вопросов оросительной мелиорации не следует упускать из виду и разнообразие природы нашей страны. Здесь непригодны шаблонные, однажды найденные решения для всех случаев. Следует помнить, что еще существуют не решенные наукой вопросы. Только внимательное, серьезное отношение и трезвый учет трудностей, возникающих в деле развития орошения, их своевременное устранение на основе имеющихся рекомендаций и установления новых закономерностей может обеспечить необходимый успех.

Многое из сказанного выше так или иначе относилось к вопросам устранения или профилактики засоления. Но мало рассолить земли. Необходимо затем существенно повысить их плодородие, одновременно оберегая от влияния других неблагоприятных факторов, также часто сопутствующих орошению (коркообразование, ухудшение физических свойств, появление токсических продуктов, потеря питательных веществ и многое другое). В этом направлении также возникают свои проблемы, не менее значимые, чем устранение засоления. К сожалению, они привлекают к себе еще совершенно недостаточное внимание. Быстрое решение всех этих проблем не доступно отдельным лицам, оно должно стать задачей больших коллективов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамова М. М. К вопросу о природе сил, удерживающих в почве «капиллярно подвешенную» влагу. — Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 32, 1948.
- Агрохимические методы исследования почв. М., «Наука», 1965.
- Алексеев А. М. Физиологические основы влияния засухи на растения. — Уч. зап. Казанского ун-та, т. 97, кн. 5—6. Казань, 1937.
- Алексеев А. М. Водный режим растений и влияние на него засухи. — Изд. Казанского ун-та. Казань, 1948.
- Алпатьев А. М. Влагооборот культурных растений. Л., 1954.
- Антипов-Каратаев И. Н. О теории и практике мелиорации солонцовых почв в условиях орошения. — Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 24, 1940.
- Антипов-Каратаев И. Н. Вопросы происхождения и географического распространения солонцов в СССР. — В кн.: Мелиорация солонцов в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Антипов-Каратаев И. Н. и Кадер Г. М. К мелиоративной оценке поливной воды, имеющей щелочную реакцию. — Почвоведение, 1961, № 3.
- Ариушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв. Изд-во МГУ, 1951.
- Арциховский В. М. О сосущей силе растений и методах ее измерения. — В сб.: Сосущая сила древесины. Изд-во НКТП, 1932.
- Богданов С. Отношение прорастающих семян к почвенной воде. Киев, 1889.
- Будаговский А. И. Основные закономерности суммарного испарения. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1957.
- Вершинин П. В. и Константинова В. П. Физико-химические основы искусственной структуры почв. М.—Л., 1935.
- Вилениский Д. Г. Засоленные почвы, их происхождение, состав и способы улучшения. М., Изд-во «Новая деревня», 1924.
- Вопросы мелиорации солонцов, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Гедройц К. К. Коллоидальная химия в вопросах почвоведения. Коллоидальные вещества в почвенном растворе. Образование соды в почве. Щелочные солонцы и солончаки. — Журн. оп. агрономии, т. 13, кн. 3, 1912.
- Гедройц К. К. Засоленные почвы и их улучшение. — Журн. оп. агрономии, т. 18, кн. 2—4, 1917.
- Гедройц К. К. Солонцы, их происхождение, свойства и мелиорация. — Труды Носовской с.-х. оп. станции, вып. 46, 1928.
- Гедройц К. К. Избранные сочинения, т. I, II, III, М., Сельхозгиз, 1955.
- Гиринский Н. К. Фильтрация подземных сильноминерализованных вод и рассолов в море. — Труды Лаборатории гидрогеол. проблем АН СССР, т. XII, 1955.

- Грабовская О. А. Процессы рассоления почв долины Южного Таджикистана при мелиорации. — Труды Почв. им. В. В. Докучаева, т. X, 1961.
- Дерягин Б. В. и Мельникова М. К. Экспериментальное исследование передвижения воды в почве под влиянием градиентов концентрации растворимых веществ, температуры и влажности. Докл. VI Международному конгрессу почвоведов. Физика почв. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Долгов С. И. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Дуббель Г. Справочник по математике. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Егоров В. В. История формирования, природные особенности и перспективы хозяйственного освоения дельты р. Курм. — Проблемы физ. географии, т. XVII. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Егоров В. В. Засоленные почвы и их освоение. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Егоров В. В. Засоление и условия мелиорации почв приморских дельт области Арало-Каспия. — Почвоведение, 1956, № 8.
- Егоров В. В., Попов Л. А., Коновалов Н. И. Схематическое почвенно-мелиоративное районирование дельты Волги. — Почвоведение, 1962, № 9.
- Еременко В. Е. Режим орошения и техника полива хлопчатника. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1957.
- Иванов Н. Н. Зоны увлажнения земного шара. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1941, № 3.
- Иванов Н. Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара. — Зап. Геогр. об-ва, т. I, нов. серия. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Израэльсон О. Научные основы и практика орошения (пер. с англ.). М., ИЛ, 1936.
- Келлер Б. А. Об осмотической силе клеточного сока у растений в связи с характером почв. — Почвоведение, 1914, № 1—2.
- Келлер Б. А. Несколько данных об осмотической силе клеточного сока у растений в связи с характером местообитаний. — Зап. Воронежск. с.-х. ин-та, т. 3, 1918.
- Келлер Б. А. Некоторые результаты наблюдений над осмотическим давлением клеточного сока у растений разных местообитаний и экологических типов (Голодная степь, Саратов, Воронеж, Каменная степь). — Журн. Русск. бот. об-ва, 1920, т. 5.
- Ковда В. А. Солончаки и солонцы. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. М.—Л., Изд-во АН СССР, т. I, 1946; т. II, 1947.
- Ковда В. А. Почвенно-мелиоративные основы борьбы с засолением почв в орошаемом земледелии. — Труды Моск. гидромелиор. ин-та, т. XIII, вып. 33, 1947.
- Ковда В. А. Повышение плодородия и мелиорация почв в орошаемых районах. — Почвоведение, 1954, № 7.
- Ковда В. А. Дренаж в борьбе с засолением орошаемых почв. — В кн.: Применение дренажа при освоении засоленных земель. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Ковда В. А. Очерки природы и почв Китая. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Ковда В. А. Щелочные почвы содового засоления. — Докл. симпозиума по содовому засолению, т. 14. Будапешт, 1964.
- Ковда В. А. и Быстров С. В. К вопросу о природе щелочности солонцов. — Труды комиссии по ирригации АН СССР, вып. 6, 1936.
- Ковда В. А. и Большаков А. Ф. Водно-солевой режим почв центральной части Каспийской равнины. — Труды конф. по почвоведению и физиологии растений, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Ковда В. А. и Егоров В. В. Некоторые закономерности почвообразования в приморских дельтах. — Почвоведение, 1953, № 9.

- Ковда В. А., Егоров В. В., Морозов А. Т. и Лебедев Ю. П. Закономерности процесса солевого накопления в пустынях Арало-Каспийской низменности. — Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. XLIV, 1954.
- Ковда В. А. и Егоров В. В. Почвенно-мелиоративные предпосылки применения дренажа для борьбы с засолением орошаемых земель. — В кн.: Применение дренажа при освоении засоленных земель. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Колясов Ф. Е. Подвижность воды в почве и некоторые пути ее регулирования. — В кн.: Вопросы агрономической физики. Л., 1957.
- Корицкая Т. Д. Использование корнями растений питательных веществ из сухой почвы. — Почвоведение, 1939, № 4.
- Костяков А. Н. Основы мелиораций. М., Сельхозгиз, 1951.
- Красносельская-Максимова Т. А. Суточные колебания содержания воды в листьях. — Труды Тифлисск. бот. сада, вып. 19, 1917.
- Крафтс А., Карриер Х., Стокнинг К. Вода и ее значение в жизни растений (перев. с англ.). М., ИЛ, 1951.
- Крылов М. М. Задачи гидрогеологических исследований в связи с освоением Голодной степи. — В кн.: Материалы к освоению Голодной степи. Ташкент, 1959.
- Курсанов А. Л. Движение органических веществ в растении. — Бот. журн., т. 37, № 5, 1952.
- Курсанов А. Л. Усвоение растениями углекислоты через корневую систему. — Труды Ин-та физиол. растений АН СССР, т. 10, 1955.
- Легостаев В. М. Мелиорация засоленных земель. Ташкент, 1959.
- Легостаев В. М. Использование дренажных вод для орошения. Ташкент, 1961.
- Легостаев В. М., Коньков Б. С. Мелиоративное районирование. Ташкент, 1951.
- Литвинов Л. С. О корневом сосании. — В сб. Научно-исслед. работ Пермского с.-х. ин-та, р. 6, 1937.
- Лобанов Н. В. Критическая для высших растений почвенная влажность. Сообщ. 1 и 2. — Научно-агрон. журн., 1925, № 4; 1926, № 10.
- Лобанова Т. А. Значение обменных кальция и натрия в мелиорации почв. — Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 47, 1955.
- Максимов Н. А. Физиологические основы засухоустойчивости растений. — Избр. работы по засухоустойчивости и зимостойчивости растений, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Мелиорация засоленных и солонцовых почв. М., «Наука», 1967.
- Мелиорация солонцов в СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953.
- Мельникова М. К. Передвижение и равновесие влаги в почве при полном увлажнении. Докт. дисс. М., 1963.
- Мишина Н. Г. Вторичные солончаки массивов древнего орошения. — Почвоведение, 1963, № 3.
- Мишина Н. Г. Древнеорошаемые почвы в Каракумской и Ливийской пустыне. — Почвоведение, 1966, № 5.
- Миркин С. Л. Мелиоративные условия развития орошения в нижней дельте Аму-Дарьи. — Труды Арало-Касп. эксп., вып. 8. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Мичурин Б. Н. и Колясов Ф. Е. Водный режим почвы при влагозарядковых и вегетационных поливах в условиях Ростовской области. — Труды по агроном. физике, вып. 7, М.—Л., 1954.
- Мичурин Б. Н. и Степанова В. М. Водопотребление ранней капусты и пути его регулирования. — Труды по агроном. физике, вып. 10, М.—Л., 1962.
- Молодцов В. А. Ирригационные наносы оазисов дельты р. Зеравшана

- и дельты р. Мургаб. — В кн.: Влияние орошения на почвы оазисов Средней Азии, 1963.
- Нерпин С. В. Водоудерживающая способность структурных почв и их влагопроводность. — Труды по агроном. физике, вып. 10. М.—Л., 1962.
- Нерпин С. В. и Мельникова М. К. Равновесие и движение влаги в почвах и грунтах. — В кн.: Вопросы агрономической физики. Л., 1957.
- Орлов М. А. О сероземах и оазисно-культурных почвах. — Труды САГУ, серия VII, вып. 6, 1937.
- Орошение и дренаж засоленных почв и их изменение при длительном использовании. М., «Наука», 1967.
- Петин Н. С. Физиология орошаемой пшеницы. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Поляков Ю. А. и Гермогенова Н. С. Применение тяжелой воды в агрономических и почвенных исследованиях. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Почвенная съемка. Руководство по полевым исследованиям и картированию почв. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Применение дренажа при освоении засоленных земель. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Рассел Э. Почвенные условия и рост растений (пер. с англ.). М., ИЛ, 1955.
- Решеткина Н. М. Вертикальный машинный дренаж и его роль в борьбе с засолением. — В кн.: Применение дренажа при освоении засоленных земель. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Ричардс Л. А. и Вадлей Ч. Почвенная влага и развитие растений. — В кн.: Физические условия почвы и растений (пер. с англ.). М., ИЛ, 1955.
- Роде А. А. Почвенная влага. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Рожанская О. Д. Испарение и тепловой баланс деятельной поверхности орошаемых полей. — Труды по агроном. физике, вып. 7. М.—Л., 1954.
- Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Рыжов С. Н. Орошение хлопчатника в Ферганской долине. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1948.
- Рыжов С. Н. О способах определения сроков полива хлопчатника. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1953.
- Рыжов С. Н. Подвижность почвенной влаги, поливной режим и методы определения сроков полива хлопчатника. — Труды САГУ, вып. 60, биол. науки, кн. 19, Ташкент, 1954.
- Рыжов С. Н. и Тихонова В. Г. Баланс влаги на хлопковом и люцерновом полях. — Труды Ак-Кавакской опытной станции. — В сб.: Севообороты, удобрения и поливы хлопчатника. Изд. СоюзНИИ, Ташкент, 1949.
- Рыжов С. Н., Еременко В. Е. Поливы хлопчатника. — Труды САГУ, нов. серия, вып. 42, биол. науки, кн. 15. Ташкент, 1953.
- Рыжов С. Н. и Агапова М. И. Зависимость урожайности хлопчатника от концентрации почвенного раствора. — Хлопководство, 1961, № 11.
- Сабинин Д. А. О способе определения величины движущей силы плача растений. — Изв. биол. ин-та при Пермск. гос. ун-те, т. 2, вып. 5, 1923.
- Сабинин Д. А. О корневой системе как осмотическом аппарате. — Изв. биол. ин-та при Пермск. гос. ун-те, т. 8, вып. 4, 1925.
- Сабинин Д. А. О значении корневой системы в жизнедеятельности растений. М.—Л., 1949.
- Сабольч И. Влияние мелиорации (орошения и осушения) на почво-

- образовательные процессы Затисской части Венгерской низменности. Будапешт, 1961.
- Сказкин Ф. Д. Физиологическая оценка влияния на растения орошения в связи с установлением норм и сроков полива. — Уч. зап. ЛПИ, т. XII, вып. 5, 1938.
- Скворцов А. А. Об испарении и обмене в приземном слое атмосферы. — Труды Ин-та энергетике, вып. 1. Сектор инженерной гидрогеологии АН Узб. ССР. Ташкент, Изд-во САГУ, 1947.
- Скворцов А. А. К вопросу о теплообмене и влагообмене в приземном слое атмосферы. — Труды САГУ, вып. 22, физ.-мат. науки, кн. 6, 1950.
- Соколов А. В. Использование растениями питательных веществ из почвы с низкой влажностью. — Почвоведение, 1946, № 2.
- Степанова В. М. Водопотребление скороспелой капусты и его регулирование в условиях северо-западной зоны. Автореф. канд. дисс. Л., 1963.
- Строганов Б. П. Физиологические основы солеустойчивости растений. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Такры Западной Туркмении и пути их сельскохозяйственного освоения. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Тимирязев К. А. Борьба растений с засухой. Избр. соч., т. 2. М., 1948.
- Торн Д. и Питерсон Х. Орошаемые почвы (пер. с англ.). М., ИЛ, 1952.
- Трубецкова О. М. К вопросу об осмотически деятельных компонентах клеточного сока. — Бюлл. МОИП, т. 47, вып. 2, 1938.
- Трубецкова О. М. и Данилова Н. С. Суточный ритм скорости плача растений. — В кн. Водный режим в связи с обменом веществ и продуктивностью. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ферсман А. Н. Геохимия, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1934.
- Федоровский Д. В. Зависимость коэффициента завядания от вида растений и осмотического давления почвенного раствора. — Почвоведение, 1948, № 10.
- Федоровский Д. В. Влияние осмотического давления раствора на поступление питательных веществ и воды в корни растений. — Сб. Памяти академика Прянишникова. М.—Л., Изд-во АН АН СССР, 1950.
- Федоровский Д. В. Поступление воды и питательных веществ в растение при низкой влажности почвы и высоком осмотическом давлении почвенного раствора. — Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, т. 41, 1953.
- Чижов Б. А. К вопросу об использовании питательных веществ из сухой почвы. — Изв. АН СССР, сер. биол., 1940, № 4.
- Чижов Б. А. Использование N и P удобрений растениями при различной влажности почвы. — Соц. зерн. хоз-во, 1941, № 1.
- Чудновский А. Ф. и Рожанская О. Д. Определение суммарного испарения сельскохозяйственного поля методом теплового баланса. — Бюлл. научн.-техн. инф. по агрофизике, вып. 7. М.—Л., 1956.
- Шардаков В. С. Водный режим хлопчатника и определение оптимальных сроков полива. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1953.
- Шахов А. А. Солеустойчивость растений. М., Изд-во АН СССР, 1956.
- Шульц В. Л. Реки Средней Азии. М., 1949.
- Agran S. Contribution to the role of magnesium in the formation of alkali soils. — Rapp. VI Congr. Internat. sci. sol., v. B, Commiss. I et 2. Paris, 1956.
- Boyko H. Dr. and Boyko E. Dr. Main principles of direct irrigation with seawater (without desalinisation). Research Council of Israel, Nrgvev Institute of Arid Zone, Beersheba, 1962.
- Breazeale I. F. Maintenance of moisture equilibrium and nutrition of plants at and below the wilting percentage, Univ. Arizona Agric. Exper. Stat. Bull., N 22, 1930.
- Briggs L. I. and Shantz H. L. The wilting coefficient for different plants and its indirect determination. U. S. Dept. Agriculture, Bur. Plant Industry Bull., N 230, 1912.
- Cekera F. Die Nutzbarkeit des Bodenwassers für die Pflanze. — Z. Pflanzenernähr., Düng. und Bodenkunde, Teil A, Bd. 26, H. 1/2, 1932.
- Darab K. Talajgenetikai elvek alkalmazása az alföld öntözésénél. — Genetikus Talajterkepek, ser. I, N 4, 1962.
- Darra B. L. and Mehta K. M. Inter-relationship between electrical conductivity and total soluble salts of the underground and irrigation waters in Rajasthan. — T. Indian. Soc. Soil Sci., v. 11, N 2, 1963.
- Dieleman O. L., Boumans I. H., Hulslos W. C., Lindenberg H. L. I., Van der Sluis P. M. Reclamation of salt affected soils in Iraq. Soil hydrological and agricultural studies. Wageningen, 1963.
- Durand I. H. Les sols irrigables. — Imp. Imbert, Alger, 1958.
- Eaton F. M. Significance of carbonates in irrigation waters. — Soil Sci., v. 69, N 2, 1950.
- Fireman M. and Bodman V. Saline irrigation water. — Soil Sci. Soc. Proc., 1939.
- Fireman M. and Kraus Y. Salinity control in irrigated agriculture. Tahal, Israel, 1965.
- Greene H. Using salty land. — FAO Studies, N 3, 1948.
- Grillot G., Hayward H. E. and Everett D. H. Utilization of saline water. UNESCO, 1956.
- Kelley W. P. Alkali soils. N. Y. Reinhold Publ., 1951.
- Kovda V. A., Berg C. van den, Hagan R. M. International source-book on irrigation and drainage of arid lands. FAO/UNESCO, 1967.
- Krantz B. A., Swanson N. P., Stockinger K. R. and Correker I. R. Irrigation cotton to insure higher yields. Water Yearbook of Agriculture, 1955.
- Livingstone. Chemical composition of rivers and lakes U. S. D. I. Geol. Survey Paper, 440 g, 1961.
- Longenecker D. E. and Lyerly P. I. Chemical characteristics of soils West Texas as affected by irrigation water quality. — Soil Sci., v. 87, N 4, 1959.
- Magistad O. C. and Christiansen I. E. Saline soils. Their nature and management. US Dept Agric. Circ., N 707, 1944.
- McCulloch A. W. and Schunk J. F. Sprinkler irrigation. Washington, 1955.
- Obrejanu Gr., Albescu J., Jancovici B., Maianu Al., Pasa V. Consideratii privind procesul de salinizare secundara si de ameliorare a unor terenuri salinizate sub orezarii in Lunca Dunarii. Probleme de pedologie. Ed. Acad. RPR, 1958.
- Quirk I. P. and Schofield R. K. The effect of electrolyte concentration on soil permeability. I. — Soil Sci., v. 6, N 2, 1955.
- Reeve R. C. and Bower C. A. Use of high-salt waters as a flocculant and source of divalent cations for reclaiming sodic soils. — Soil Sci., v. 90, N 2, 1960.
- Richards L. A. Retention and transmission of water in soil. Water Yearbook of Agriculture, 1955.
- Richards L. A. Advances in soil physics. — Trans. Internat. Congr. Soil Sci., v. 1. Commiss. I and II. Madison, 1960.
- Richards L. A. Diagnosis and Improvement of saline and alkali soils. Agriculture Handbook, N 60, USDA, 1954.

- Richards L. A. and Wadleigh C. H. Soil physical conditions and plant growth (Russian transl. Moscow). 1952.
 Salinity Problems in the Arid Zones. UNESCO, 1961.
 Seawater Irrigation. A new line of research on a bioclimatological plant-soil complex. Internat. Soc. Bioclimatol. and Biometeorol., 1959.
 Shockley D. R. Capacity of soil to hold moisture.— Agric. Engng, v. 36, N 2, 1955.
 State of Israel, Ministry of Agriculture. Salinity, Survey Progress Report, Tahal, N 81, 1963.
 Veihmeyer F. J. and Hendrickson A. H. Soil moisture at permanent wilting of plants.— Plant Physiol., v. 3, 1928.
 Veihmeyer F. T. and Hendrickson A. H. The permanent wilting percentage as a reference for the measurement of soil moisture.— Trans. Amer. Union Geophys., N 29, 1948.
 Veihmeyer F. J. and Hendrickson A. H. Soil moisture in relation to plant growth.— Annual Rev. Plant Physiol., v. 1, 1950.
 Wilcox L. V. Determination of the quality of irrigation water.— Agric. Inform. Publ., N 197, USDA. Washington, 1958.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Почвы аридной зоны (В. А. Косда)	5
Основные понятия и терминология в проблеме засоленных почв	5
Номенклатура и классификация засоленных почв	11
Главнейшие зональные типы почв аридной зоны, уровень их плодородия и характер изменений под влиянием орошения (Н. Г. Минашина)	24
Глава II. Химизм засоленных и щелочных почв аридной зоны (В. А. Косда, В. В. Егорев)	31
Главнейшие растворимые соли в почвах и водах аридной зоны	31
Происхождение солей и источники их поступления на сушу	38
Накопление солей и изменение их состава в почвенных растворах и почвах	47
Почвы содового засоления	51
Явления обмена в щелочных почвах (К. Бабкок)	60
Химический анализ засоленных почв	68
Вычисление запаса влаги и солей в почвах и грунтовых водах (Г. М. Топалов)	69
Глава III. Оценка ландшафтов для ирригации и дренажа (В. А. Косда, и В. В. Егорев)	72
Роль природных условий в формировании засоленных почв	72
Основные критерии мелноративной оценки и классификации территорий	86
Главные типы ландшафтов орошаемых территорий	91
Глава IV. Водный и солевой баланс местности и орошаемых почв (В. А. Косда)	105
Элементы баланса грунтовых вод	106
Типы баланса грунтовых вод засушливых районов	120
Солевой баланс почв и территорий	127
Взаимоотношение баланса грунтовых вод и солей	135
Глава V. Качество оросительной воды (В. А. Косда при участии Б. Ярона, Шелеста, И. Сабольча, К. Дараб)	137

Растворимые компоненты оросительной воды	137
Сезонные изменения в составе оросительной воды	140
Взвешенные неорганические и органические вещества в оросительных водах	141
Изменения в почве при орошении соленой водой	144
Анализ воды	156
Оценка оросительной воды	158
Основные рекомендации по использованию оросительных вод	169
Г л а в а VI. Потребность различных культур в орошении (С. Н. Рыжов)	176
Вода в системе: почва — растение — атмосфера	176
Испарение и транспирация	191
Потребность культур в воде	198
Разработка программ орошения	202
Заключение	210
Литература	214

Почвы аридной зоны как объект орошения

Утверждено к печати
почвенным институтом им. В. В. Докучаева

Технический редактор И. Н. Жмуркина

Сдано в набор 4/VII 1968 г. Подписано к печати
2/X 1968 г. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типогр. № 2.
Усл. печ. л. 14,2 Уч.-изд. л. 13,7 Тираж 1700 экз.
Т-13222. Тип. зан. 885.

Цена 92 коп.

Издательство «Наука»
Москва К-62, Подсосенский пер., 21

2-типография издательства «Наука».
Москва Г-99, Шубинский пер., 10

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ:

Барановская А. В. и др.

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ПОЧВЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПОЛЯРНОМ СЕВЕРЕ. Кольский филиал им. С. М. Кирова. 12 л. 1 р. 20 к.

Работа содержит результаты многолетнего изучения почвенных процессов, протекающих в подзолистых и торфяно-болотных почвах, как в естественных, так и в освоенных, находящихся под влиянием различных агротехнических мероприятий (в том числе новых для полярного земледелия).

Караваева Н. А.

ТУНДРОВЫЕ ПОЧВЫ СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ. Институт географии.

Работа посвящена генезису и географии почв неизученной части тундровой зоны — Приморской низменности Якутии и Новосибирских островов.

Дается обзор литературы в аспекте развития основных представлений о тундровом глеевом почвообразовании. Подробно освещены условия почвообразования исследованной территории, основные закономерности распределения ландшафтов, их краткое описание, главные черты географии почв в пределах двух тундровых подзон (типичной и арктической) Северной Якутии.

Смирнов М. П.

ПОЧВЫ ЗАПАДНОГО САЯНА. Институт леса и лесохимии. 20 л. 2 р. 20 к.

В монографии характеризуются условия почвообразования слабо исследованной территории Западного Саяна, освещаются география, генезис, классификация почв, предлагается почвенно-географическое районирование Западного Саяна. Устанавливаются взаимосвязи почв и типов леса. Публикуемые материалы существенно помогут правильному планированию лесохозяйственных мероприятий по Западному Саяну.

Заказы на книги посылайте в магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига» (Москва, В-463, Мичуринский проспект, 12) или в ближайший магазин «Академкнига» по адресу:

Москва, ул. Горького, 8; ул. Вавилова, 55/5; Ленинград, Литейный пр., 57; Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; Новосибирск, Красный пр., 51; Киев, ул. Ленина, 42; Харьков, Уфимский пер., 4/6; Алма-Ата, ул. Фурманова 91/97, Ташкент, ул. Карла Маркса, 28; ул. Шота Руставели, 43; Баку, ул. Джапаридзе, 13; Уфа, пр. Октября, 129; Коммунистическая ул., 49; Фрунзе, бульвар Дзержинского, 41; Иркутск, ул. Лермонтова, 303; Душанбе, пр. Ленина 95.

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
62	10 сл.	[Na] ³	[Na] ²
96	22 св.	древнеделювальные	пролювальные
155	15 сл.	заболачивания	заболевания
186	3 св.	Ковда	Рыжов