АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

В. А. КОВДА

ПРОИСХОЖДЕНИЕ и РЕЖИМ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

I

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ ИМЕНИ В. В. ДОКУЧАЕВА



Профессор
В. А. КОВДА

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РЕЖИМ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

I

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА *1946* *ЛЕНИНГРАД*

Ответственный редактор
академик Л. И. ПРАСОЛОВ

ПРОБЛЕМА БОРЬБЫ С ЗАСОЛЕНИЕМ ПОЧВ ПРИ ОРОШЕНИИ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ СССР

Введение

Последние годы перед Великой Отечественной войной ознаменовались в нашей стране бурным ростом ирригационных скоростных народных строек и широким освоением новых земель для орошения. В Фергане построен Большой ферганский канал и вслед за ним Южный и Северный ферганские каналы. В Голодной Степи сооружен огромный отстойник Султанхауз и вдвое расширена пропускная способность Большого Голодностепского канала. В Азербайджане построен крупнейший Самур-Дивичинский канал. В Западном Казахстане построен Кушумский канал. Колхозники Узбекистана построили гигантское водохранилище в Катта-Кургане. Уже в годы Отечественной войны были построены новые крупные каналы в Приташкентском районе Узбекской ССР.

В соответствии с увеличением водных ресурсов в орошенных оазисах представились огромные новые возможности к расширению поливных площадей.

Так, в Ферганской долине после начала работы новых ирригационных каналов площадь орошенных почв увеличилась примерно на 60—70 тыс. га, в Голодной Степи — на 40—50 тыс. га. В целом в Узбекской ССР площадь орошаемых земель увеличилась более чем на 450 тыс. га.

Однако успехи, достигнутые в области ирригационного строительства и освоения новых и пустующих в пределах ирригационных оазисов земель, сильно тормозятся процессом заболачивания и засоления почв.

Еще в 1936—1937 гг. площадь засоленных и заболоченных орошаемых земель достигала в Советском Союзе 2 млн. га. Считалось, что на долю Средней Азии в том числе приходилось около 1,5 млн. га, или 47% фактически орошаемой площади, на долю Закавказья — до 400 тыс. га, или 40% орошаемой площади, и на Северном Кавказе — до 75 тыс. га, т. е. 35% орошаемой площади.

К 1940 г., несмотря на принятые земельными и водохозяйственными органами Советского Союза меры, площадь заболоченных и засоленных при орошении почв не только не уменьшилась, но продолжала, хотя и замедленными темпами, увеличиваться.

Так, по официальным данным Наркомзема СССР на 1 января 1940 г., из общей площади 9 млн. га, охваченной ирригационными каналами по

республикам Средней Азии и Закавказья, фактически орошаемая площадь была равна примерно 5,5 млн. га, а 3,5 млн. га пустовали вследствие заболоченности, засоления и других причин.

Отдельные ирригационные оазисы Союза, как, например, Центральная и Западная Фергана, Бухарский оазис, Голодная Степь, Мугано-Сальянский массив, низовья Аму-Дарьи, Мургаб-Тедженский оазис, имели до 50—60% площади пустующих засоленных и заболоченных земель.

Кроме территорий сплошных солончаков на орошаемых полях этих же оазисов широко распространено засоление пятнистого типа, вызывающее выпадение до 15—20% площади таких культурных растений,как хлопчатник, люцерна, зерновые.

Широко также распространено на засоленных почвах оазисов частичное, иногда довольно сильное угнетение культурных растений солями, с значительным понижением урожая и его качества.

В 1939—1943 гг. засоленность почв и высокий уровень грунтовых вод чрезвычайно отрицательно проявились в республиках Средней Азии, в особенности в Фергане, Голодной Степи, Бухаре и на Вахше, вследствие чего не везде удались попытки освоить вновь распаханные пустующие засоленные земли под хлопчатник и люцерну.

Трудно переоценить ущерб, наносимый народному хозяйству нашего государства процессами засоления почв при орошении. Несомненно, что наиболее тяжелым ущербом для государства является ухудшение качества земельного фонда и потеря почвами их естественного плодородия. Так, по материалам пленума секции гидротехники и мелиорации ВАСХНИЛ, известно, что в отдельные периоды ежегодно выпадало из хозяйственного использования до 80 тыс. га орошаемых почв. По подсчету инж. Говерта, в Закавказье ежегодно выпадает от засоления не менее 3—3,5 тыс. га.

Не менее велик ущерб, наносимый народному хозяйству засолением почв в форме понижения урожая и качества сельскохозяйственных растений. Это можно иллюстрировать цифрами проф. Н. А. Димо по Кура-Араксинской низменности (табл. 1).

Таблица 1

Снижение урожая хлопчатника под влиянием засоления
(в % от урожая на незасоленных почвах)

Массив	Сорт Упланд			Сорт Египетский		
	пресн. почвы	слабо засол.	засоленные	пресн. почвы	слабо засол.	засоленные
Кура-Араксинская низменность . . .	100	58	37	100	49	41
Мугано-Сальянский массив	100	62	35	100	48	37

Из этих данных следует, что как по американским, так и по египетским сортам хлопчатника величина урожая на слабозасоленных и за-

соленных почвах составляет всего лишь 35—60% от урожая, получаемого на незасоленных почвах. Засоление почв в пределах до 0,5—0,7% вызывает снижение урожая хлопчатника на 40—50%, засоление же больше 0,7—1% снижает урожай хлопчатника на величину до 58—60%.

В отдельных районах вследствие роста засоленности почв наблюдается неустойчивость и даже уменьшение урожайности полевых культур. Так, статистические материалы СоюзНИХИ обнаруживают, например, для условий Средней Азии в районах с засоленными почвами резко выраженную тенденцию снижения урожая хлопчатника на 3—5 ц/га при одновременном росте на 3—4—7 ц/га урожая в районах с незасоленными почвами (табл. 2).

Таблица 2

Динамика урожайности хлопчатника в зависимости от засоленности почв

(в ц/га)

Районы	1936 г.	1937 г.	1938 г.	1939 г.	1940 г.
I. С незасоленными почвами					
1	21,0	23,2	25,5	24,8	28,1
2	21,0	22,7	22,8	23,7	25,0
3	17,4	19,0	21,0	21,4	20,2
4	15,5	14,5	18,3	18,1	18,4
II. С засоленными почвами					
1	23,2	21,5	21,8	20,4	18,8
2	14,3	14,9	15,1	15,9	13,3
3	23,7	20,8	16,8	18,1	14,3
4	21,1	18,2	15,3	16,8	14,7
5	17,5	16,6	11,5	13,4	10,2
III. С большой площадью засоленных почв					
1	22,9	20,7	20,2	19,3	16,3
2	12,2	9,6	9,4	9,4	7,4
3	13,0	11,3	8,5	10,4	9,1
4	—	16,0	14,0	12,8	8,7
5	15,0	12,8	15,1	15,7	12,7
6	16,2	17,7	17,3	19,3	15,1
7	9,8	10,1	10,9	12,8	5,1
8	—	15,1	14,2	13,6	11,1
9	8,0	7,8	9,7	8,4	7,6

Засоленность почв не только снижает урожай, но обусловливает также значительное ухудшение качества сельскохозяйственных растений.

Нашими исследованиями установлено, что волокно хлопчатника под действием угнетающих растение солей понижает свою длину на величину до 1 мм, снижает прочность на величину до 0,5 г, утрачивает равномер-

ность и тонину и приобретает целый ряд пороков, выражающихся в повышении процента угара, улюка, степени недозрелости и т. д.

С. А. Шуваловым подмечено ухудшение ботанического состава сена люцерны под влиянием засоленности почв, которая способствует поселению солелюбивых сорняков, вытесняющих люцерну. Известно также сильное ухудшение качества картофеля на засоленных почвах и снижение технических качеств сахарной свеклы.

Так как засоленные почвы на культурных полях часто размещаются пятнами, то все сельскохозяйственные работы, ведущиеся на поле, проводятся и на засоленных пятнах. Они подвергаются вспашке и рыхлению, их засевают, на них вносят удобрения, производят поливы и послеполивную обработку. Но урожая сельскохозяйственных растений на этих пятнах либо не получается вовсе, либо он получается очень низким. Вследствие этого значительно снижается эффективность хозяйственных затрат, которые оказываются менее рентабельными на участках засоленных почв. Снижение урожая и ухудшение его качества сказываются на общем уменьшении производительности труда в колхозах и совхозах, имеющих большие площади засоленных почв на своих полях.

Большое значение проблемы борьбы с засолением почв, освоения и использования засоленных земель определяется еще и тем, что расширение орошаемых территорий в республиках Средней Азии и Закавказья будет происходить главным образом за счет почв, в той или иной степени засоленных. В последние годы чрезвычайно большое значение придавалось срочному освоению в Средней Азии внутриоазисных пустующих земель, так называемых перелогов. На необходимость освоения пустующих внутриоазисных земель указывалось в ряде решений, вынесенных ЦК ВКП(б) и СНК СССР за годы 1939—1946 по вопросам развития орошаемого земледелия в Закавказье и в Средней Азии. Большинство пустующих внутриоазисных земель Ферганы, Голодной Степи, Вахша, Кура-Араксинской низменности затронуты резко выраженным процессом засоления и нуждаются поэтому при освоении в значительных мелиоративных работах.

На целинных, неосвоенных территориях, прилегающих к орошенным оазисам как в Средней Азии, так и в Закавказье, также развиты почвы, в той или иной степени засоленные.

Освоение ранее неорошавшихся территорий требует системы профилактических мероприятий, направленных на предотвращение засоления почв при орошении. Необходимость правильного предварительного учета засоленности почвенного покрова, химизма солей и режима засоленных почв с целью обоснования наиболее рациональных путей орошения новых территорий становится особенно ясной, если иметь в виду, что никогда не орошавшиеся почвы пустынь Средней Азии и Закавказья характеризуются довольно большими запасами солей в нижних горизонтах и часто имеют минерализованные грунтовые воды.

Чтобы нарисовать картину состояния засоленности почвенного покрова Средней Азии и Закавказья, рассмотрим данные о земельном фонде зоны существующего и возможного орошения СССР.

Как показали подсчеты проф. Н. А. Димо и В. Р. Волобуева, основной хлопковый ирригационный массив Закавказья — Кура-Араксинская низменность, при общей площади ее в 2 474 тыс. га, имеет площадь почв совершенно незасоленных, расположенных в благоприятных по естественной дренированности условиях в 724,5 тыс. га или 29,25% . Остальные 70,75% территории Кура-Араксинской низменности представлены почвами, в той или иной степени засоленными. Около же 57% всей поверхности Кура-Араксинской низменности представлены почвами средне- и сильнозасоленными и солончаками. По отдельным массивам Кура-Араксинской низменности площадь засоленных почв достигает еще большего размера. Так, этими же подсчетами установлено, что на Мугани из общей площади около 412 тыс. га, лишь примерно 17 %, т. е. около 70 тыс. га, представлено незасоленным почвенным покровом. Остальные 83% поверхности Муганской степи имеют почвы, в той или иной степени засоленные.

Значительно благоприятнее обстоит дело в Армении, но и там в основном ирригационном районе — в Ереванской долине, имеющей суммарную площадь почв, пригодных для орошения, около 325 тыс. га, площадь засоленных почв составляет до 40 тыс. га, или около 12% территории.

Тяжелый опыт освоения Араздаянской степи заставляет с особенной осторожностью относиться к этой оптимистической оценке и ожидать, что при более тщательном исследовании почв Армении мы найдем сравнительно большие территории почв, склонных к засолению при орошении.

В Грузии площадь засоленных земель значительно меньше, но тем не менее и здесь, в Восточной Грузии, насчитывается до 33 тыс. га в той или иной степени засоленных почв, в числе которых до 21 тыс. га почв сильнозасоленных. Главнейшим районом засоленных почв Восточной Грузии является Алазанская долина.

Еще более широко засоление почв представлено в поливных районах Средней Азии. По материалам пленумов секции ирригации и мелиорации ВАСХНИЛ, весь земельный фонд, охваченный ирригационными каналами, выражается величиной несколько больше 6 млн. га, в том числе засолено и заболочено при орошении 1500 тыс. га.

Наиболее крупный район орошаемого земледелия Средней Азии — Ферганская долина является важнейшим районом хлопководства СССР. Орошаемая площадь во всей Ферганской долине составляет 900—1 000 тыс. га. Общая же площадь культурно-поливных земель, подверженных заболачиванию и засолению, достигает в Ферганской долине 250 тыс. га. Районы Центральной и Западной Ферганы, ныне в большинстве своем не орошаемые, представлены почти сплошь сильнозасоленными почвами и солончаками, тянущимися сплошным покровом на десятки километров. Расширение поливных площадей в Ферганской долине неизбежно упирается в необходимость капитальных мелиоративных работ по рассолению засоленных пустующих земель.

Одним из наиболее перспективных районов развития нового орошения в Средней Азии является, как известно, Голодная Степь. В ней насчитывается до 600 тыс. га земли, пригодной для поливного земледелия.

Из этого огромного фонда освоено около 200 тыс. га. Однако за короткий промежуток истории орошения Голодной Степи уже к 1900 г. в ней насчитывалось около 15 тыс. га сильно засоленных земель.

Площадь вторично засоленных земель в Голодной Степи систематически увеличивается. Неорошаемые сероземные почвы Голодной Степи имеют довольно сильное засоление в глубоких горизонтах и поэтому могут легко засолиться при неправильном орошении. Борьба с засолением почв в Голодной Степи является одной из первоочередных и важнейших задач орошаемого земледелия Средней Азии.

Особенно велика площадь засоленных земель в Бухарском и Каракульском оазисах. Огромная территория этих оазисов вместе с пустующими землями выражается величиной около 300 тыс. га. Из них около 200 тыс. га находится под сельскохозяйственными поливными культурами. Не менее 50—55% орошаемых земель засолено. До 25% территории орошаемых земель имеют сильнозасоленные почвы. Пустующие территории, прилегающие к периферии оазиса, исчисляемые площадью до 100 тыс. га, относятся главным образом к солончаковым почвам и к солончакам.

Ирригационные оазисы, тяготеющие к Аму-Дарье (Чарджоу, Хорезм, Ташауз), также характеризуются широким распространением засоленных почв.

Широко представлены засоленные почвы в долине р. Вахш в Таджикистане. По исследованиям Вахшской почвенно-мелиоративной станции Академии Наук СССР, площадь засоленных и заболоченных почв к 1940 г. выражалась величиной около 40 тыс. га. В то же время известно, что в сравнительно недавнем прошлом, лет 35 назад, в долине р. Вахш засоленные почвы почти не были представлены.

Отметим, наконец, широкое развитие засоленных почв на территории такого важного в отношении ирригации района, каким является Северный Кавказ. По подсчетам 1936—1937 гг., на Северном Кавказе до 75 тыс. га, т. е. 35% фактически орошаемой площади, было уже засолено. Нужно учесть при этом, что все потенциальные районы будущего орошения на Северном Кавказе, в частности Донские, Приманычские, Ставропольские, Сальские степи, характеризуются довольно высокой засоленностью глубоких горизонтов почвенного покрова, которая в сочетании с солонцеватостью может при орошении давать тяжелые случаи развития вторичного засоления.

Поэтому проблема борьбы с засолением почв и освоения солонцеватосолончаковых земель для Северного Кавказа является также острой.

Предполагаемое широкое орошение одного из обширнейших районов — Среднего и Нижнего Поволжья — также встречает затруднения в связи с засоленностью его почвенного покрова. Если левобережные районы Сыртового Заволжья в этом смысле представляют объект, сравнительно благоприятный вследствие господства естественного рассоления почвенного покрова, обязанного довольно заметной дренированности всей территории, то более южные районы — Каспийская низменность, Астраханские степи — характеризуются почти повсеместным развитием сильнозасоленных со-

лонцово-солончаковых почв, солончаков и являются объектами исключительно высокой трудности для освоения.

Наш краткий обзор состояния засоленности почвенного покрова районов ирригации Советского Союза с достаточной убедительностью рисует грандиозность проблемы борьбы с засолением почв и хозяйственную важность задачи правильного освоения и использования ныне засоленных земель.

Развитие засоления при орошении в весьма большой степени зависит от того, что проекты и в особенности эксплоатация ирригационных систем строятся без достаточного учета природных и почвенно-гидрогеологических условий территории.

Здесь будет поучительно вспомнить несколько примеров катастрофически быстрого засоления и заболачивания почв, для того чтобы и с этой стороны еще раз подчеркнуть значение проблемы, рассматриваемой в настоящей книге.

Одним из наиболее ярких примеров является, несомненно, Голодная Степь. В глазах ее исследователей Голодная Степь к моменту начала орошения рисовалась районом, сходным с Приташкентским оазисом.

Приташкентский оазис, как известно, не носит никаких признаков развития засоленности почвенного покрова при орошении. Близость Голодной Степи к Приташкентскому району, сходство лёссового покрова и светлых сероземов обоих массивов, внешняя незасоленность почв Голодной Степи как бы давали основание ожидать, что ирригация ее не встретит каких-либо существенных трудностей.

Однако последующий сорокалетний опыт орошения Голодной Степи показал, что при тех же технических условиях орошения, как и в Приташкентском оазисе, в Голодной Степи развивается интенсивный подъем грунтовых вод и повсеместное образование солончаков. Лишь теперь делается ясным, что сходство Голодной Степи с Приташкентским оазисом является чисто внешним. Приташкентский оазис расположен на территории значительно более древнего возраста, чем Голодная Степь (IV, V террасы рек Чирчик и Ангрен), на территории, дренированной благодаря значительной расчлененности рельефа. Лёссовидные покровы, слагающие Приташкентский оазис, отличаются в нижних горизонтах широким участием гравийных и галечниковых дренирующих отложений. Запасы легкорастворимых солей, главным образом сульфатов, в почвогрунтах Приташкентского оазиса очень невелики. В целом территория Приташкентского оазиса, с точки зрения его солевого баланса, находится в стадии общего прогрессирующего рассоления.

Естественно, что ирригация в подобном комплексе природных условий, даже при возможных технических недостатках ее (фильтрация воды из каналов, избыточные поливные нормы, элементы монокультуры хлопчатника, недостаточно высокий общий агрокомплекс), может действовать лишь в одном единственном направлении — в направлении усиления процессов рассоления почв.

Как показали исследования последних лет, Голодная Степь и в отношении ее происхождения и, в особенности, в отношении ее солевого режима и баланса является областью иного характера. Более юная по происхождению (III и II террасы реки Сыр-Дарьи), малодренированная по периферии и бессточная в ряде ее центральных частей, Голодная Степь отличается высокими запасами солей в почво́грунтах, минерализованностью грунтовых вод, господством солончакового процесса в малодренированных и недренированных частях.

В этих условиях в Голодной Степи при тех же технических особенностях и недостатках орошения, что и в Приташкентском оазисе, развились резко выраженные явления заболачивания и вторичного засоления.

Вторым, не менее ярким, примером является долина р. Вахш. Как известно, долина р. Вахш характеризуется в своей южной части сужением, образуемым горной складкой Кызыл-Тумшук и высокими останцами Уртабоз и Кичик-Уртабоз. Наиболее низкой частью долины является урочище Караланг, расположенное перед перемычкой, образованной этими возвышенностями. Не учитывая общей затрудненности поверхностного и особенно подземного стока долины р. Вахш вследствие наличия этой перемычки, проектировщики не обеспечили своевременного сооружения через самую узкую часть перемычки крупного коллектора, способного усилить подземный сток. Вместо этого в практике использования северной части долины р. Вахш было допущено сбрасывание избыточных поливных вод в низину Караланг, с постепенным заполнением ее сбросными водами и образованием озера, питавшего грунтовые воды всей прилегающей зоны и коренным образом ухудшавшего условия стока.

В итоге в районе озера Караланг и в особенности к северу от него начало развиваться интенсивное заболачивание и вторичное засоление с полным выпадением обширных территорий из хозяйственного оборота. Лишь в 1936 г. озеро Караланг было спущено с помощью глубокого сброса.

Сооружение новых ирригационных каналов, проходящих по верхним лёссовым террасам долины (так наз. Ак-Газа), было проведено без каких-либо противофильтрационных мероприятий. Головная часть магистрального канала им. Сталина на протяжении 10 км проходит в легкофильтрующих галечниках III террасы и дает не менее 10 млн. м³ фильтрационной воды в год. При огромных расходах канала (1 млрд. м³/год) и полном отсутствии каких-либо мер для понижения фильтрации как в головной части канала, проходящей по галечникам, так и в части, проходящей по лёссовой (легкофильтрующей и дающей просадки) террасе, грандиозные потери воды на фильтрацию вызвали подтопление III террасы, широкое развитие на ней обширных болотистых пространств вследствие подъема грунтовых вод и выхода их на поверхность, разрушение ряда построек и отдельных населенных пунктов (Ташрабат), переполнение озера Караланг и широкое образование солончаков.

Эти два наиболее ярких примера можно было бы дополнить столь же убедительными примерами из истории орошения Ферганской долины, Бухарского оазиса или Кура-Араксинской низменности.

Но и ошибки более мелкого масштаба, способствующие усилению процессов засоления и мешающие правильному освоению засоленных почв, также встречаются в повседневной практике орошаемого земледелия. Так, известны попытки рассолить солончаковые почвы путем применения черных неорошаемых паров, что при близких грунтовых водах лишь способствовало усилению процессов засоления.

Сюда относятся также всем известные примеры проведения промывок солончаков и солончаковых почв с целью их сплошного освоения в условиях недостаточной естественной дренированности без сооружения искусственного дренажа.

Проявлением этого же является недооценка необходимости доводить глубину дренажно-коллекторных сооружений до таких величин, которые обеспечивают снижение грунтовых вод ниже их критической глубины. В этих случаях дренажно-коллекторная сеть способна собирать лишь поверхностные воды и питать ими воды грунтовые, являясь таким образом не фактором мелиорации, а фактором засоления.

Будет, однако, неправильным не отметить теоретическую непроработанность многих вопросов генезиса, эволюции, режима засоленных почв, а в связи с этим непроработанность многих вопросов мелиоративного почвоведения. Надо прямо сказать, что грандиозный многовековый опыт орошаемого земледелия и борьбы с засолением почв, накопленный в орошаемых районах Советского Союза, в достаточной степени не изучен и теоретически не обобщен.

Мало теоретически проработанным и недостаточно обобщенным остается материал многих опытно-мелиоративных учреждений нашего Союза (Муганской опытной станции, Золотоордынской и Федченковской опытных станций). Обобщение ценных материалов этих станций, установление на их примере теоретических основ мелиорации засоленных почв и их использования дадут весьма много практике нашего орошаемого земледелия.

Здесь следует отметить также ошибочный взгляд на то, что мелиоративное почвоведение к настоящему времени разрешило все неясные вопросы в проблеме освоения засоленных почв и борьбе с засолением их. Эта самоуспокоенность лишь способствует появлению ошибок в орошаемом земледелии, примеры которых нами указаны выше.

Каждый из ирригационных оазисов нашего Союза имеет специфические почвенно-мелиоративные черты, обязанные своеобразному сочетанию его географического положения, происхождения и истории хозяйственной деятельности человека. Однако типы орошаемых оазисов, история развития в них процессов засоления почв, общее направление водно-солевого баланса в некоторых случаях нам еще не ясны.

Советской мелиоративной наукой и, в частности, мелиоративным почвоведением сделано много для научного обоснования рациональной эксплоатации ирригационных систем и борьбы с засолением почв. Решающую роль в этом сыграло бурное развитие социалистического орошаемого земледелия в СССР, которое предъявило новые высокие требования к мелиоративной науке в деле обоснования проектов нового орошения земель,

переустройства и рационализации старых, дореволюционных систем, повышения плодородия орошаемых почв и мер борьбы с их засолением и заболачиванием.

Выросшие за годы Сталинских пятилеток совхозы и колхозы, вооруженные мощной техникой, строят свое хозяйство на передовых идеях современной сельскохозяйственной и мелиоративной науки.

Здесь особенно необходимо отметить прогрессивное значение крупнейшего в мире хлопкового хозяйства — совхоза Пахта-Арал, который, умело используя теоретические достижения науки и, с другой стороны, умело обобщая свой повседневный практический опыт, смог в условиях Голодной Степи добиться устойчивых высоких урожаев, получив в 1941 г. в среднем 35—37 ц/га.

Многие вопросы теории и практики строительства и эксплоатации дренажа достаточно глубоко разработаны опытно-мелиоративными станциями на Мугани, в Золотой Орде, в Федченко. Пользуясь материалами и нормативами этих станций, мы в настоящий момент имеем необходимые данные к тому, чтобы правильно организовать освоение солончаковых земель в большинстве районов Закавказья и Средней Азии.

Всего лишь 10—15 лет назад наше орошаемое земледелие не имело достаточного теоретического обоснования промывок засоленных почв. К настоящему времени мы имеем не только подходы к теоретическому обоснованию расчета промывок (Розов, Музычук, Астапов, Легостаев, Волобуев и др.), но и основательно разработанную теорию и технику промывок, а также всю систему агромелиоративных работ после промывок, приспособленную для различных сельскохозяйственных условий (работы Шошина, Малыгина, Волобуева, Конькова, Беспалова и др.).

Очень много сделано для теоретического обоснования режима орошения засоленных почв (Легостаев, Николаев, Спенглер, Малахов).

Большие исследования и проектные разработки проведены проектирующими организациями Средней Азии и Закавказья (исследования Федорова, Волобуева).

Особенно же необходимо отметить большие заслуги в области мелиоративного почвоведения таких крупнейших научных учреждений Советского Союза, как Всесоюзный институт гидротехники и мелиорации, Закавказский институт водного хозяйства, Среднеазиатский научно-исследовательский институт ирригации, Всесоюзный хлопковый институт.

Большое народнохозяйственное значение проблемы борьбы с засолением почв вызвало включение этого вопроса в число ведущих общеакадемических тем, разрабатываемых институтами Академии Наук. Основная часть исследовательской работы была возложена на Почвенный институт им. Докучаева (Лаборатория засоленных почв в составе научных сотрудников А. Н. Розанова, Ю. П. Лебедева, П. И. Шаврыгина, Л. Я. Мамаевой, Т. А. Гевельсон, Г. М. Кадер и др. под руководством автора). Значительное участие в исследованиях по этой проблеме приняли Узбекистанский филиал Академии Наук (М. А. Крылов, С. А. Шувалов, М. А. Панков), Таджикский филиал АН СССР (П. А. Керзум, О. А. Грабовская,

Л. П. Белякова), Азербайджанский филиал (В. Р. Волобуев), а также Институты ботаники, физиологии растений и микробиологии АН СССР.

Экспедиционные и стационарные исследования процессов образования и динамики засоленных почв, особенно в условиях длительного орошения, были начаты в 1932 г. в связи с проблемой орошения Нижнего Заволжья. Затем с 1936 г. они были продолжены в долине р. Вахш. С 1937 г. исследования процессов соленакопления в почвах и разработка мероприятий по борьбе с этим явлением были начаты в Голодной Степи на почвах совхоза Пахта-Арал. Параллельно с этим в 1938 и 1940 гг. были продолжены экспедиционные и стационарные исследования в Ферганской долине и Бухарском оазисе. Автору настоящей работы удалось также обстоятельно ознакомиться с процессами образования засоленных почв и методами их мелиорации и освоения в Кура-Араксинской низменности и в дельте р. Волги. Результаты многолетних исследований Почвенного института и филиалов Академии Наук СССР в области борьбы с засолением почв оформлены автором в виде настоящей монографии.

Победа социализма в нашей стране создала возможность планового развития всех отраслей народного хозяйства. Орошаемое земледелие СССР, в отличие от земледелия капиталистических стран, имеет широкие, не ограниченные частной собственностью на землю, гидросооружения и воду, возможности рационального строительства и плановой эксплоатации ирригационных систем и земельных ресурсов, руководствуясь общегосударственными заданиями и учитывая специфические особенности местных природных условий.

Поэтому для орошаемого земледелия СССР исключительно большое значение в борьбе с засолением почв приобретает система профилактических мероприятий, направленных на уничтожение причин, вызывающих засоление освоенных почв или способствующих ему.

В условиях капиталистических, полуфеодальных колониальных стран профилактика засоления орошаемых почв имеет несравненно меньшие возможности и поэтому не имеет руководящего значения.

С другой стороны, государственные ирригационные системы в СССР, а также колхозы и совхозы, опираясь на новейшие достижения науки, имеют все возможности правильно оценить своеобразные особенности природных условий местности и построить свою работу с расчетом наиболее рентабельного и устойчивого освоения тех засоленных почв, которые получены орошаемым земледелием СССР от дореволюционного прошлого.

Как система профилактики засоления орошаемых почв, так и особенно задачи освоения ныне засоленных земель требуют знания тех сложных процессов, которые привели к образованию засоленных почв. Это необходимо для сознательного направления указанных процессов в сторону рассоления и повышения плодородия почв.

Автор будет счастлив, если его многолетний труд, посвященный проблеме борьбы с засолением орошаемых почв, будет полезен горячо любимой социалистической Родине.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЦЕССОВ МИГРАЦИИ И АККУМУЛЯЦИИ СОЛЕЙ

Глава I

ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ДВИЖЕНИЕ И НАКОПЛЕНИЕ СОЛЕЙ

Исторический обзор развития воззрений о происхождении солей в грунтах, грунтовых водах и почвах приведен автором в монографии «Солончаки и солонцы» (1937), являющейся в известном смысле вводной частью к настоящей книге.

Не повторяя всего изложенного там, автор считает необходимым теперь вновь рассмотреть эту сложную проблему с точки зрения новых материалов.

До сих пор нельзя считать решенным основной вопрос о первичном происхождении легкорастворимых солей. Может быть, обсуждение его и не имеет сейчас практического смысла, однако необходимо знать хотя бы важнейшие, исключающие друг друга точки зрения современных исследователей по этому вопросу.

Наиболее неясным является вопрос о том, появились ли легкорастворимые соли в мировом океане в результате выветривания первичных массивно-кристаллических пород и привноса в него солей водами поверхностного и подземного стока, либо же легкорастворимые соли накоплялись в мировом океане еще в период его образования и, поступая в последующем из океана на сушу, аккумулировались в специфических условиях рельефа и климата.

Новейшие подсчеты баланса некоторых катионов и анионов в морской воде В. М. Гольдшмидтом (табл. 1) показали, что Cl, S, B, находящиеся в больших количествах в морской воде, входили в первоначальный состав воды океана. Количество этих элементов, освободившееся из массивных пород при выветривании, по этим расчетам оказалось значительно меньше, чем их количество в морской воде в настоящее время. Процентное содержание B и S в осадочных породах настолько велико, что есть основание предполагать, что концентрация этих элементов в воде океана ранних геологических периодов была, вероятно выше, чем теперь. По расчетам Гольдшмидта, на 1 кг воды принесено в океан Cl всего лишь 0,29 г, а присутствует его 19,3 г, что составляет 6655% по отношению к вероятному притоку.

S поступило на каждый кг морской воды в количестве 0,3 г, а содержание S в 1 кг морской воды составляет 0,88 г, т. е. 290% от вероятного поступления.

Это и дает основание В. М. Гольдшмидту считать, что Cl и S входили в состав первичного раствора солей в водах океана еще в момент его образования. Вместе с тем он оговаривает необходимость «принимать во внимание возможность привноса большого количества Cl, S и B из вулканических газов и вулканических источников».

Анализ баланса катионных элементов в морской воде обнаруживает, что, несмотря на резко выраженный принос таких элементов, как Ca, Na, K и Mg и особенно Al, а также Si, накопление их в морских водах не проявляется. «Один лишь Na в большом количестве остается в морской воде». K и еще в большей степени редкие щелочные металлы Li, Rb, Cs удаляются из морской воды путем адсорбции глинистыми донными осадками. Al и Si расходуются, повидимому, на образование вторичных алюмосиликатов. Ca же и Mg связываются в известняках в виде карбонатов и, в особенности, в виде доломитов (табл. 1).

Таблица 1

Баланс некоторых элементов вод океана на 1 кг морской воды

(по В. М. Гольдшмидту)

Название элементов	Привнесено	Присутствует	Процентное отношение
B	2,4 мг	6 мг	250
Cl	0,29 г	19,3 г	6655*
S	0,3 »	0,88 »	290
P	470 мг	0,06 мг	0,013
Na	16,8 г	10,7 г	66
K	15,0 »	0,37 »	2,5
Li	39 мг	0,11 мг	0,3*
Rb	200 »	0,2 »	0,1
Cs	6 »	0,02 »	0,03
Mg	12,6 г	1,3 г	10
Sr	250 мг	10 мг	4
Ca	21,6 г	0,42 г	2
Ba	23,4 мг	0,05 мг	0,21 *
Al	52,6 г	0,6 »	0,0012
Si	160 »	1 мг	0,0006

Каково же происхождение «избыточных» количеств Cl, S и B, которое констатируется подсчетами Гольдшмидта? Несомненно, значительная доля их должна быть связана с притоком из вулканических газов, в которых содержание этих элементов может быть довольно большим (табл. 2). Однако основным источником Cl, S и B в водах первичного океана были, повидимому, газообразные и парообразные компоненты расплавленной магмы, отделяющиеся от нее в момент и после ее охлаждения и отвердения.

* Цифры вычислены нами.

Известно, что в момент активной деятельности вулкана, а также в течение длительного времени после того магма выделяет в виде фумаролл и сольфатер значительное количество различных газов и паров, дающих начало легкорастворимым солям. Так, необходимо отметить «кислые» газы — Cl, HF, HCl, S, SO_2; далее сульфиды и хлориды различных металлов (последние—главным образом щелочных). Широко встречаются выделения аммиака, $B(OH)_3$; а также H_2S, CO_2, CO и др. По данным Бруна, 1 кг расплавленной магмы содержит до 50 мг H_4Cl. В табл. 2 приводятся выборочные данные, характеризующие состав вулканических и магматических газов.

Таблица 2*

Состав вулканических и магматических газов (в %)

Местоположение пробы	$HCl+SO_2$	Cl_2	SO_2	S_2	H_2S	CO_2	O_2	N_2
Фумаролл Волкано (по Фуке), $t°$ более 350°	73,80	—	—	—	—	23,40	0,52	2,28
То же (по Девилю и Леблану)								
Кратер	—	—	39,13	—	—	—	10,10	50,77
Яма с горячей водой	—	—	—	—	83,1	6,4	—	9,8
Везувий (по Готье)	0,78**	—	—	—	—	11,03	—	—
Газы Килауэа (по Шеферду) $t°$=1200°	—	1,01	16,80	2,49	—	8,32	—	8,91

Но и после остывания магмы и превращения ее в массивно-кристаллическую породу она продолжает длительное время являться источником Cl, S и B. Об этом можно судить по данным содержания газообразных соединений в главнейших изверженных породах. Нагревание, механическое воздействие, процессы выветривания освобождают эти соединения, дающие в дальнейшем начало легкорастворимым солям (табл. 3).

Таблица 3

Газы, выделяемые массивно-кристаллическими породами при нагревании

(по Готье)

Название породы и $t°$ нагревания	$HCl+SiF_4$	H_2S	CO_2	Всего в мл/кг
В мл на 1 кг породы. $t°=100°$. Гранит	Следы	1,33—22,7	237,5—272,6	559,46—571,78
То же, $t°=300°$. Гранит	—	1—1,3	5,3—7,2	—
В % от выделившегося объема. Нагрев докрасна Гранит	—	1,71	8,98	4,2
Нагрев докрасна. Лероцилит	—	11,85	78,35	5,4

* Данные табл. 2 и 3 заимствованы из книги В. В. Белоусова, Очерки геохимии природных газов, 1937.

** Без SO_2.

За период геологической истории земного шара поступления газообразных продуктов подобного типа в процессах вулканических и поствулканических явлений в земной коре способствовали огромному накоплению хлоридов, сульфатов и боратов в растворах, циркулирующих на суше и в воде океана.

Таким образом выводы В. М. Гольдшмидта находят свое подтверждение в данных о ювенильных выделениях Cl, S, B. Но еще раньше и независимо от Гольдшмидта сходные воззрения были высказаны Коссовичем и Линком. Коссович показал, что современная толща осадочных пород на земном шаре не соответствует той вероятной толще их, которая могла бы получиться, если рассматривать морские соли исключительно как продукт выветривания массивно-кристаллических пород. Поэтому Коссович и Линк считали, что поступления Cl и S с вулканическими выделениями являлись мощным фактором регулирования баланса соединений Cl и S на земном шаре.

Таким образом, будет недостаточным рассматривать запас солей в океане исключительно как следствие притока легкорастворимых продуктов выветривания с водами поверхностного и подземного стока.

Было бы, однако, неправильным недооценивать значение процессов выветривания за период геологической истории земного шара, рассматривая вопросы движения и накопления солей в его различных оболочках. Подсчеты Кларка показывают, что ежегодный приток легкорастворимых солей в океан с суши составляет 2 735 млн. т, что дает до 26,4 т потерь растворимых веществ на каждый км^2 земной поверхности в год. Таким же масштабом необходимо измерять приток легкорастворимых солей в бессточные области материков земного шара. Если принять, по Мартонну, что площадь внутриматериковых бессточных областей составляет на суше земного шара 41 855 тыс. км^2, т. е. 27% поверхности материков, то получим, что при тех же величинах денудации ежегодный приток легкорастворимых солей во внутриматериковые бессточные области составит до 1 000 млн. т.

Особенно большую роль легкорастворимые продукты выветривания сыграли в изменении качественного состава солей, аккумулирующихся в океане и на суше. Есть основание считать (Брун, Линк), что первичные соли были представлены преимущественно аммонийными солями вследствие обильного содержания аммония в магме.

Последующая геологическая история сопровождалась переходом содержавшегося в первичном океане аммония в атмосферу земного шара в виде свободного азота. Одновременно происходило накопление в водах океана Na и Mg, заместивших аммоний.

Na, Mg и K явились уже в основном продуктами выветривания и химической денудации массивно-кристаллических пород, слагающих континенты. Известная доля Na, Mg, K появлялась в растворах на суше и приходила в океан в составе растворов остаточной магмы, т. е. горячих водных растворов, освобождающихся при охлаждении и отвердевании магмы и содержащих соляную или серную кислоты или их различные соли.

Однако, как показывают расчеты Гольдшмидта, основным источником катионов, накопившихся в океане, является приток их с водами поверхностного и подземного стока с суши. Процессы химического выветривания минералов изверженных пород в наибольшей степени способствуют поступлению в растворы щелочных и щелочно-земельных металлов в форме их силикатов, карбонатов, сульфатов. Продукты выветривания выносятся циркулирующими в породах водами. Воды, циркулирующие в породах кислой магмы (граниты, порфиры, гнейсы), являются наименее минерализованными и содержат преимущественно карбонаты, хлориды, силикаты и сульфаты щелочей. Воды же, 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.

Современные запасы легкорастворимых солей земного шара распределяются между океаном и сушей следующим образом. Океан, по подсчетам Р. Линка, содержит около 20 млн. км^3 солей. Суша же, по Линдгрену, содержит солей до 5,8% от веса осадочных пород земной коры или при объемном весе пород 1,5 и объеме осадочных пород 187 млн. км^3 (по Твенхофелу) около 17 млн. км^3. На долю чистых соляных залежей, по данным Кларка, приходится в том числе 1 750 тыс. км^3.

На протяжении геологической истории земной коры между сушей и океаном протекал круговорот легкорастворимых солей, причем баланс этого процесса складывался в целом в пользу океана, поскольку суммарные запасы солей в нем, несомненно, росли. Однако 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.

Круговорот солей между океаном и сушей проходил в основном путем накопления солей в осадочных породах морского происхождения, последующего вовлечения этих осадочных соленосных пород в платформы и горные сооружения материков и затем при денудации пород и растворении солей водами, циркулирующими на суше. Накопление легкорастворимых солей в донных морских отложениях могло происходить как в водоемах нормальной солености, так и в водоемах ненормальной, повышенной, солености.

1. Поступление солей из океана на сушу

Исследования Андре, Архангельского, Берца показали, что донные отложения обычных морских водоемов в момент своего накопления в состоянии поглотить и накопить до 5—8% легкорастворимых солей — больше в осадках тяжелого механического состава и меньше в осадках грубых.

Не касаясь тех диагенетических явлений, которые протекают в соляном растворе, связанном со свежими донными морскими осадками, что

нами рассмотрено в монографии «Солончаки и солонцы», отметим здесь, что в общем виде состав солей, накопляемых в донных осадках, характеризуется подавляющим преобладанием NaCl и $MgCl_2$ с подчиненным содержанием $MgSO_4$ и K_2SO_4, т. е. отражает состав солей морской воды.

Толща осадочных пород покрывает 75% земной поверхности (Кларк) и занимает объем около 187 млн. км^3; осадочные породы морского происхождения составляют в том числе не менее 80%, образуя фундаменты континентов, слагая горные сооружения.

Таким образом, на протяжении длительного периода истории процессы образования на материках толщ осадочных пород морского происхождения как бы отдали на сушу до 13.600 тыс. км^3 легкорастворимых солей, поступавших и находившихся ранее в водах океана.

Слагая плиты материков и их горные сооружения, осадочные породы морского происхождения подвергаются систематической денудации, влекущей за собой растворение отложенных ранее солей и их вынос с водами поверхностного и подземного стока (химическая денудация).

Еще более мощным фактором поступления легкорастворимых солей из океана на сушу является накопление их в лагунах и при высыхании остаточных морей, являющихся водоемами повышенной солености.

Изолированность лагун от основного морского или океанического бассейна в условиях климата пустынь превращает лагуну в мощный естественный испаритель, куда устремляются растворы морских вод и где в результате интенсивного испарения происходит выпадение химических осадков из раствора и накопление их в донных отложениях.

Классическим примером такой лагуны является залив Карабогаз-гол, который принимает в себя огромную массу легкорастворимых солей Каспия и накопляет их в своих водах и донных отложениях.

По подсчетам Ильинского, залив Карабогаз-гол ежегодно принимает в себя 110 млн. т Cl, что способствует поддержанию сравнительной опресненности Каспийского моря.

Соответственно воды самого Карабогаз-гола отличаются очень высокой минерализацией — около 18 г/л, а его донные отложения получают осадки мирабилита, гипса и других солей.

Аналогичного характера лагуна образована Каспием на его западном побережье в заливе Кзыл-агач, воды которого содержат до 22 г/л легкорастворимых солей.

Сходный режим существует в крымских приморских лиманах и лагунах, а также на западных берегах Южной Калифорнии, на побережье Чили, на берегах Северной Индии и др.

В соответствии с повышенной минерализацией лагунных водоемов донные механические осадки этого типа характеризуются уже не 5—8% содержания легкорастворимых солей, а могут накоплять их до 15—20%, включая погребенные прослои чистых солей и грязевые горизонты, являющиеся смесью донных илов и рапы.

Третичные толщи Средней Азии и Кавказа, пермские соленосные отложения Приуралья и Поволжья, юрские меловые отложения Средней Азии

формировались в условиях лагун и высыхающих морей с водами повышенной минерализации, что вызвало отложение на значительных пространствах суши соленосных осадочных пород.

2. Поступление солей из месторождений каменной соли (соляные купола)

В специфических и еще недостаточно изученных условиях водоемов высокой минерализации создается обстановка для накопления огромных масс чистой каменной соли с образованием соляных месторождений большой протяженности и мощности.

Благодаря пластичности отложенных толщ солей, они играют большую роль в тектонике земной коры, образуя так называемые «соляные купола», «соляные штоки», являющиеся антиклинальными образованиями, поднимающимися зачастую с больших глубин к дневной поверхности под влиянием бокового давления в земной коре.

Подходя к дневной поверхности и во многих случаях образуя открытые соляные купола, соляные месторождения играют огромную роль как источники легкорастворимых солей и прежде всего NaCl в процессах миграции и накопления их.

Интересный обзор, опубликованный в 1941 г. А. Н. Соколовским, систематизировал наши представления о значении соляных куполов в процессах засоления и рассоления. Соляные месторождения, залежи, купола обнаружены в бассейне Енисея, Лены и Вилюя, на огромных пространствах Приуралья и Прикаспия, в устье Анабара и на полуострове Таймыр. В последнее время соляные структуры обнаружены в Днепровско-Донецкой впадине. Известны соляные месторождения в долине Аракса. Исключительно широко распространены соленосные образования в Иране, особенно в центральных и южных частях, и, в частности, у побережья Персидского залива. Широко распространены соляные месторождения в советской Средней Азии.

По сводным данным А. Г. Бергмана, «соляные залежи Средней Азии связаны преимущественно с горной системой Тянь-Шаня», а также с «юго-восточными отрогами хребтов Гиссарского, Дарвазского и Петра I».

Наиболее крупными из известных к настоящему времени месторождений каменной соли в Средней Азии являются месторождения Ак-бель, Ак-чоп и связанное с ними Исфаринское скопление солей в Западной Фергане, группа месторождений Гузарского района, месторождения в верховьях рр. Ширабад-Дарьи, Гузара, Кичик-Урударья, ряд месторождений восточного Туркменистана. Все эти месторождения в основном принадлежат к верхнеюрским свитам и лишь немного к третичным.

Крупным районом соляных месторождений в Средней Азии является Южный Таджикистан. Здесь надо отметить Нурекское месторождение каменной соли, размываемое р. Вахш, колоссальную громаду горы Ходжа-Мумын, месторождение Шаритуз, Ходжа-сарыз и многие другие.

Особенно отметим гору Ходжа-Мумын, которая «возвышается над долиной р. Ях-су и Кызыл-су на 900 м и имеет в диаметре до 8,2 км» (А. Г. Бергман).

Известно также соляное месторождение на Памире, на северо-западном склоне Заалайского хребта, и на самом Памирском нагорье (Рангкуль).

Крупные соляные месторожденья установлены в бассейне реки Нарын, на склонах Александровского хребта в Киргизии.

Классической областью распространения соляных куполов является Прикаспийская низменность. Здесь, по исследованиям Нумерова и Фотиади, на каждые 336 км^2 приходится в среднем по одному соляному куполу. Отдельные соляные купола выходят на дневную поверхность (горы Улаган, Богдо, Индер), имеют площадь до 60—100 км^2 и характеризуются мощностью соляного штока до 1 000—2 000 м. В составе солей до 90—98% приходится на долю NaCl и остальные 10—2% на гипс, сульфаты натрия и магния.

Вместе с соленосными морскими и лагунными осадочными отложениями солянокупольные образования и особенно те из них, которые подходят близко к дневной поверхности либо выходят наружу, являются мощными источниками солей в современную геологическую эпоху.

Поступление легкорастворимых солей, находящихся в толщах соляных куполов и в соленосных осадочных породах, в новом цикле миграции их на земной поверхности осуществляется несколькими путями.

Наиболее общее значение имеет процесс денудации горных сооружений и возвышенных элементов рельефа, сложенных этими породами. Непрерывно происходящие процессы эрозии и денудации ведут к размыванию толщ соленосных пород, растворению содержащихся в них солей и движению их по уклонам местности с потоками наземных и подземных вод. Преобладающая часть легкорастворимых солей, растворяемых в процессе денудации и эрозии соленосных пород, в последующем возвращается вновь в морские водоемы и океаны. Порядок величин, характеризующих этот процесс, указан нами выше.

Значительная доля солей, поступающих в наземные и подземные растворы, остается в пределах суши, накопляясь в современных четвертичных отложениях, грунтовых водах и почвах и обусловливая процессы современного засоления.

Вторым путем возвращения аккумулированных в толщах осадочных пород легкорастворимых солей в циклы миграции их на поверхности суши являются межпластовые подземные артезианские воды, обладающие обычно напором и выносящие погребенные в осадочных породах рассолы и вновь растворенные соли на поверхность суши в виде самоизливающихся вод, различного рода гриффонов или вод, выклинивающихся в форме родников и источников, либо, наконец, в форме вод, питающих озерные и грязевые водоемы.

В процессе промышленной деятельности человека к таким источникам добавились нефтяные и шахтные воды, которые, как правило, содержат

значительное количество легкорастворимых солей, пополняющих запасы солей на поверхности суши и участвующих в засолении почв.

О количествах легкорастворимых солей, поступающих в наземные и подземные воды в связи с денудацией осадочных пород и выходами подземных вод, можно судить по данным табл. 4.

Таблица 4

Минерализация артезианских и грунтовых вод в осадочных породах (в г/л)

Горизонт отложений	Район	Сухой остаток	Cl	SO_3	CaO	MgO	Na_2O K_2O
Девонский . .	Ряжска	4,01	0,44	—	1,08	—	0,35
Пермский . .	Арзамаса	2,34	—	1,16	0,85	—	—
Меловой . . .	Южно-Русская мульда	0,29—3,15	Следы — 1,46	Следы — 0,11	Следы — 0,35	Следы — 0,04	До 1,73
Меловой . . .	Заволжье	0,5—11,7	0,05—0,28	0,05—5 99	0,05—0,9	0,02—1,58	До 2,08
Пермский . .	Баскунчак	—	40—90	До 5	До 3	—	—
Акчагыльский	Заволжье	42,2	16,0	2,0	2,7	1,0	—
Третичный . .	Причерноморский	5—6,5	1,5—3,5	0,3—0,5	0,08	—	—

Наконец, третьим путем поступления легкорастворимых солей, содержащихся в толщах осадочных пород, на поверхность суши, являются извержения грязевых вулканов, выбрасывающих в составе жидкой грязевой массы растворы солей, весьма богатых хлоридами и боратами, но бедных сульфатами.

Яркими примерами этих процессов являются грязевые вулканы Азербайджана и Туркмении (табл. 5), играющие существенную роль в засолении почв этих республик.

В реальной обстановке все эти три пути возвращения погребенных в осадочных породах легкорастворимых солей вновь на поверхность обычно тесно переплетаются между собой.

Таблица 5

Содержание солей в водах грязевых вулканов (в г/л)

Пункт	$S°_Б$	Сумма	Cl	SO_4	Ca	Mg	K + Na
Туркмения, Чикишлярский район . .	1—34	1—40	0,6—18	Сл.—4,1	Сл.—0,1	Сл.—1	0,3—13
Азербайджан	1—5	—	0,1—3	Сл.—1	Мало		Много

3. Эоловый круговорот солей

Большое значение в движении и накоплении солей на поверхности суши имеет вовлечение их в атмосферу и перемещение с воздушными массами, с последующим выпадением под влиянием силы тяжести или с атмосферными осадками.

Воззрения на значение этого фактора подверглись существенным изменениям в зависимости от накопления фактического исследовательского материала.

Ряду ученых — Рожну, Высоцкому, Димо, Неуструеву, Ивановой— казалось, что принос океанических солей на материки через атмосферу и накопление их впоследствии в пустынях является основным фактором засоления новейших осадочных отложений, грунтовых вод и почв.

Действительно, в земной атмосфере во взвешенном состоянии находятся значительные количества тончайшей пыли, в состав которой входят и легкорастворимые соли. Катастрофические бури и регулярно дующие ветры могут вздымать значительные количества землистых частиц с поверхности суши и транспортировать их на расстояние нескольких тысяч километров. Мельчайшие кристаллики легкорастворимых солей, естественно, при этом увлекаются и переносятся также достаточно далеко. Есть, например, указания (Пустовалов) на то, что «за последние 2600 лет с площади дельты реки Нила ветер унес слой осадков мощностью около 2,5 м. Некоторые части Европы, тяготеющие к Средиземному морю,... получили из атмосферы за последние 3000 лет более 14 см эоловых осадков».

Известны сильные пыльные бури, уносящие верхний рыхлый слой почвы в районах Поволжья, Северного Кавказа и Средней Азии. Особенно грандиозный размах эоловая эрозия приобрела за последний период в ряде штатов Северной Америки.

Поверхность сухих солончаков, покрытая рыхлой, нескрепленной пылевидной массой тонких кристалликов солей, естественно, легко разрушается под воздействием сильного ветра, который увлекает и уносит соли на далекие расстояния.

Кроме этого источника, атмосфера пополняется солями за счет вулканических выбросов и эксгаляций серы, паров соляной, азотной и угольной кислоты, выделяющихся в районах вулканической деятельности. Так, вулканический пепел Везувия, по исследованиям Квензеля (Дельтер), содержит легкорастворимых солей 1,45%, в том числе Cl—0,18%, SO_3 — 0,66%, NH_3 — 0,01%.

Мощным источником пополнения солей в атмосфере являются соляные озера, моря и океаны, с поверхности которых во время бурь, особенно в прибрежных районах, вследствие разбрызгивания воды, в прибоях вовлекаются в атмосферу значительные количества водяных частиц вместе с растворенными в них солями.

Кларк, собирая данные о солях, выпадающих с атмосферными осадками, отмечал, что количество NaCl, будучи обычно небольшим, возрастает лишь в районах, близко расположенных к морю.

Югославский ученый Грачанин наблюдал на острове Паг в Адриатике исключительно резко выраженное поступление легкорастворимых солей со стороны моря через воздух благодаря интенсивно дующим в сторону суши ветрам. Наблюдения позволили ему доказать, что при специфическом сочетании сухости климата и постоянно дующих ветров с моря в сто-

рону суши эоловый транспорт солей и импульверизация как фактор засоления почв могут приобретать доминирующее значение.

Местное развевание и перенос солей с разрыхленной сухой поверхности солончаков может иметь существенное значение в засолении прилегающих к ним небольших территорий. Это убедительно показали наблюдения Тюремнова, Волобуева, Преображенского в Азербайджане, а также наблюдения Розанова и Ковда в Фергане и Голодной Степи.

Однако это засоление может иметь значение лишь постольку, поскольку существует постоянное обновление на поверхности солончака рыхлого сухого соленосного горизонта.

В атмосферу, несомненно, поступают значительные количества солей, выделяемых растениями на поверхности листьев, а также солей, освобождающихся при минерализации растительного покрова. Значение этого источника нами несомненно недооценивалось, хотя оно очень велико.

Следует также упомянуть космическую пыль, могущую включать и легкорастворимые соли. Наконец, отметим газообразные и пылевые отходы промышленности в районах индустриальных центров, дающие в атмосферу довольно заметное количество Cl, S и др.

По данным, собранным Кларком, можно видеть, что ежегодное поступление NaCl на сушу с атмосферными осадками колеблется в пределах от 24 до 195 фунтов на акр, а количество сернокислых солей в таком приморском районе, как Нормандия, может составлять 25—30 фунтов на акр.

Коссович, проанализировав значительные цифровые материалы о поступлении хлора и серы из атмосферы на сушу, считает наиболее вероятным принять величину до 20 кг/га, что при условии отсутствия сквозного промывания почвы может, по его расчетам, привести к заметному засолению ее за срок около 1200 лет.

Имасеки исследовал вблизи Токио на опытной станции в Нишигахара содержание солей в атмосферных осадках с 1913 по 1922 г. Им установлено, что в этих районах на 1 га поверхности с атмосферными осадками ежегодно поступает около 130 кг SO_4, около 30 кг Cl и до 17 кг азотистых соединений. Большое содержание легкорастворимых солей в атмосферных осадках Имасеки объяснял близостью к промышленным центрам. Этим же следует объяснить высокое содержание азота в атмосферных осадках промышленных районов Бельгии и Франции (около 14 кг/га в год). Это же отмечено, впрочем, для Cl и SO_4.

Исследования Вальтера на берегах Красного моря, Лийдемана и Неуструева в Средней Азии не установили сколько-нибудь значительных количеств легкорастворимых солей в воздухе и эоловых отложениях после лёссовых бурь.

Кларк после обработки обширного материала считает, что в среднем предельное поступление легкорастворимых солей на поверхность суши выражается величиной 2—20 т/км^2.

Для оценки значения эолового круговорота солей в условиях СССР большого внимания заслуживают новейшие данные Н. И. Усова, собранные для Нижнего Поволжья за двухлетний период (1936 и 1937 гг.).

Анализы атмосферных осадков, собранных на метеорологических станциях Баскунчака, Эльтона, Александрова-Гая, Новоузенска, установили, что в среднем на 1 га суши выпадает до 475 кг солей, что составляет около 47 т на 1 км^2. Сравнивая это количество с величинами, называемыми Кларком, необходимо признать, что атмосферные осадки в Поволжье весьма богаты солями. О составе этих солей можно судить по следующим данным, заимствованным нами из работы Усова (табл. 6).

Таблица 6

Приближенные данные о составе солей, ежегодно поступающих в Нижнем Поволжье на сушу с атмосферными осадками

Содержание солей	HCO_3	Ca	Mg	K + Na	Cl	SO_4	Сумма
Концентрация в мг/л	61	25,5	3,9	35	36,5	44	205,9
Количество кг на 1 га в год	141	58,6	9	80,5	85	101	475,1

Из этих данных вытекает чрезвычайно важный вывод о том, что в таких внутриматериковых районах, как Каспийская низменность, богатых соляными озерами и солончаками, движение солей в атмосфере и приток их с осадками на сушу может достигать весьма заметных размеров. Достаточно всего лишь 1000 лет (при мало реальном условии полной непромываемости почвы), чтобы полуметровый слой почвы засолить до величины около 7%. Следует отметить, что доля хлоридов и сульфатов Na и Mg сравнительно невелика и, наоборот, содержание в составе солей углекислого и сернокислого Ca довольно большое. В отдельных случаях в районе станции Баскунчак содержание Cl в атмосферных осадках было исключительно высоким и достигало 400—600 мг/л.

Эти три случая совпадают и в 1936 и в 1937 гг. с началом зимы (ноябрь и декабрь).

Материалы американских исследований (Беннет) не обнаруживают в пыли, собранной после пыльных бурь, сколько-нибудь значительных количеств легкорастворимых солей. Обращает лишь внимание повышенное содержание сернокислых солей кальция (табл. 7).

Оценивая рассматриваемый материал о притоке солей из атмосферы, можно сделать следующие выводы.

Атмосферные осадки и оседающая из атмосферы пыль вносят в почву как малорастворимые соли — углекислый кальций и гипс, так и легкорастворимые соли — хлористый и сернокислый натрий и магний.

В районах, богатых солончаками и соляными озерами, а также в областях, близко расположенных к берегам моря, находящихся под воздействием сильных ветров, эоловый транспорт и привнос солей могут достигать весьма больших величин, способствуя увеличению запаса солей, а иногда вызывая резко выраженное местное засоление почвенного покрова.

Таблица 7

Данные химического анализа эоловых отложений (дюны) и пыли в США в %

(по Еннету)

Компоненты	Дюнный песок возле Далхарт (Техас)	Пыль из	
		Хэй * (Канзас)	Кларинда ** (Айова)
SiO_2	91,35	69,87	66,31
TiO_2	0,15	0,55	0,63
Al_2O_3	4,37	11,53	13,93
Fe_2O_3	0,79	2,88	4,24
MnO	0,02	0,07	0,10
CaO	0,31	3,15	1,98
MgO	0,14	1,08	1,43
K_2O	1,77	2,46	2,58
Na_2O	0,25	1,18	0,92
P_2O_5	Следы	0,14	0,19
SO_3	0,03	0,30	0,18
Потеря от прокаливания	0.84	6,60	7,26
Сумма	100,02	99,81	99,75
Азот	0,02	0,20	0,19
Углекислота	Нет	1,31	0,71
Органическое вещество	0,33	3,34	3,35

Несмотря на небольшую среднюю величину поступления легкорастворимых солей с атмосферными и пылевыми осадками (2—20 т/км^2) на поверхность суши, движение их от водосборных площадей вместе с водами поверхностного и подземного стока в бессточные аккумулятивные районы и в конечные водоемы должно приводить в итоге к их заметному участию в процессах засоления этих районов.

Не следует также забывать, что средний вынос легкорастворимых солей с 1 км^2 суши земного шара равен 26,4 т/год. Таким образом в отдельных случаях приток солей эоловым путем может приближаться по размеру к химической денудации. Чтобы правильно оценить значение этого фактора в миграции солей, сопоставим ежегодный вынос солей крупными реками с вероятной величиной ежегодного поступления солей на водосборную поверхность этих же рек (табл. 8).

Данные табл. 8 свидетельствуют о том, что приток солей эоловым путем в общих процессах миграции солей играет весьма существенную роль, хотя он и недостаточен для непосредственного засоления почв на месте выпадающих осадков.

* Хэй (Hays) от очагов возникновения пыльных бурь находится на расстоянии примерно 300 миль (2100 км).

** Кларинда (Clarinda) от очагов возникновения пыльных бурь находится на расстоянии более чем 500 миль (более 3500 км).

Таблица 8

Вероятный среднегодовой приток легкорастворимых солей в бассейнах рек.

Река	Бассейн в км²	Минимальный вероятный привнос солей эоловым путем в т/км²	Вероятный суммарный приход в бассейне в т/год	Сбрасывается рекой в устье в т/год
Волга	1 401 949	2	2 804 000	8 000 000
Аму-Дарья	308 804	10	3 090 000	226 000 000
Сыр-Дарья	264 861	10	265 000	—

4. Биологические циклы движения и накопления солей

Растительные и животные организмы вовлекают в состав своих тканей значительное количество минеральных веществ, которые после отмирания организмов и минерализации их тканей освобождаются и вступают в новые циклы миграции.

Подсчеты акад. В. И. Вернадского показывают, что K, Ca, P содержатся в живом веществе в количестве, измеряемом десятыми долями весовых процентов, содержание же S, Cl, Mg, Na исчисляется сотыми долями весовых процентов. Эти расчеты даны со включением водорода и кислорода, содержание которых измеряется в живом веществе величинами порядка 10^1 весовых процентов (табл. 9).

Таблица 9

Химический состав живого вещества по В. И. Вернадскому

Декады	Весовые проценты	Название элементов
I	10^1	O, H
II	10^0	C
III	10^{-1}	P, Si, K, Ca, N
IV	10^{-2}	S, Mg, Fe, Na, Cl, Al
V	10^{-3}	Mn, B, Sr

Из этих данных можно видеть, что, кроме кислорода, водорода и углерода, наибольшее значение в составе живого вещества имеют P, K, Ca, N.

Живое вещество своим минеральным составом активно изменяет сложившееся в литосфере соотношение между элементами, способствуя задержке и накоплению в тканях таких элементов, как Ca, K и P, за счет уменьшения доли участия Na, Mg, S. Это особенно хорошо можно видеть при сопоставлении среднего состава живого вещества и среднего состава литосферы (табл. 10).

Таблица 10

Средний состав литосферы

Декады	Весовые проценты	Название элементов
I	10^1	O, Si
II	10^0	Al, Fe, Ca, Mg, Na, K
III	10^{-1}	Ti, H, C, P, S, Fe
IV	10^{-2}	Ba, Mn, Cl, Sr

Однако литосфера, как теперь доказано работами Вернадского и Виноградова, в процессе своего образования и развития подверглась уже в значительной степени воздействиям биогенных факторов. Поэтому наиболее отчетливую картину активного воздействия живого вещества на процессы миграции и аккумуляции отдельных химических элементов дает сопоставление химического состава живого вещества с химическим составом земной коры (табл. 11).

Таблица 11

Химический состав земной коры

Декады	Весовые проценты	Название элементов
I	10^1	O, Si
II	10^0	Al, Fe, Ca, Na, K, Mg
III	10^{-1}	H, Ti, C, Mn, Cl, S, P
IV	10^{-2}	N, Ba, B, Y, Li, Ni, Sr, Cr, Zs

При таком сопоставлении среднего состава земной коры и живого вещества можно еще более отчетливо видеть, что последнее в процессе своего существования способствует коренному изменению соотношения между Ca и K, с одной стороны, и Na и Mg — с другой, концентрируя первые два в своих тканях при уменьшении относительного содержания двух других элементов. Изменяется также соотношение Cl : S и P.

В составе земной коры содержание Cl, S и P определяется третьей декадой, т. е. в пределах десятых долей процента. В составе же живого вещества P остается в третьей декаде, а Cl и S переходят в четвертую, измеряемую сотыми долями процента.

Из анализа этого цифрового материала следует весьма важный вывод о том, что деятельность живого вещества на поверхности суши и в гидросфере способствует задержке и накоплению в элювиальных областях и в толщах осадочных пород Ca, K, P, в то время как Cl, S, Mg и Na, не задерживаясь в организмах и образуя лишь высокорастворимые соединения, мигрируют на поверхности суши, накопляясь в океане и зонах бессточного рельефа.

В. И. Вернадский отмечает, что «Cl и Na (сюда следует в значительной степени добавить и Mg. — *В. К.*) не дают в организмах никаких орга-

нических соединений и не концентрируются ими в других формах, как мы это видим, например, для Ca, P или Si..., они входят и выходят через организмы одновременно в виде NaCl». Ca, P и Si (сюда, конечно, надо добавить в значительной степени и S), входя в состав древесины и участвуя в тканях скелета, панцырей, различного рода оболочек, построенных малорастворимыми соединениями, задерживаются в организме, а после его смерти накопляются на суше, медленно поступая в растворы.

Все это дало право акад. Вернадскому считать, что химический состав рек и химический состав океана в значительной степени определяются химическим составом живого вещества. Известно, что в химическом составе рек среди катионов первое место занимает $Ca^{\cdot\cdot}$, а среди анионов CO''_3 и SO''_4. При этом «реки, протекающие по сухим и лишенным растительности — б е д н ы м жизнью местам, богаты сульфатами и хлоридами, бедны $Ca^{\cdot\cdot}$, богаты $Na^{\cdot}$. Реки, протекающие по областям влажным, по местам плодородным, переполненным жизнью, бедны сульфатами, богаты карбонатами, среди металлов преобладает $Ca^{\cdot\cdot}$».

Обусловленные биогеохимическими процессами суши растворенные вещества, приносимые реками, поступая в состав океана, переживают в дальнейшем неодинаковую судьбу. В океане происходит интенсивное расходование ионов CO''_3, $Ca^{\cdot\cdot}$ и $K^{\cdot}$ на организацию тканей морских организмов, в частности на организацию раковин молюсков и скелетов рыб, что в дальнейшем сопровождается переходом Ca, C, отчасти S и K в нерастворимые соединения в осадочных породах, отлагающихся на дне океана.

Роль биогеохимических факторов в изменении химического состава речных вод, поступающих в океан, можно отчетливо видеть из данных табл. 12.

Анализ деятельности организмов на суше и в океане позволяет В. И. Вернадскому притти к чрезвычайно важным выводам о том, что «почвы и морские воды химически и генетически связаны... и что состав вод океана, поскольку он сейчас пополняется новым веществом, в главной своей части регулируется жизнью, живым веществом, его энергией, т. е., что живое вещество, жизнь, является основным агентом, создающим химию морей».

Таблица 12

Количество ионов в водах океана и рек

Ионы	Океан	Речные воды
Cl	55,32	6,75
SO_4	7,88	11,60
CO_3	0,12	36,50
Na	30,85	9,50
K	0,88	4,40
Mg	3,71	4,90
Ca	1,24	14,70

Было бы неправильным не распространить этих исключительно важных выводов и на химию солей суши, скопляющихся в грунтовых водах, грунтах и почвах. Несомненно, и их состав, циклы их миграции и закономерности их дифференциации в весьма большой степени определяются биогеохимическими факторами и, в особенности, растительностью.

Вопрос о роли растительности в процессах миграции и накопления солей в почвах затрагивался и освещался в работах ряда ученых. Наиболее принципиальное место этот вопрос занял в исследованиях акад. В. Р. Вильямса и его школы. Различая большой геологический и малый биологический круговороты минеральных веществ, В. Р. Вильямс считал, что циклы последнего приводят к биогенной аккумуляции не только элементов почвенного плодородия гумусированных почвенных горизонтов, но и, в специфических условиях климата и смены растительных ассоциаций, к накоплению легкорастворимых солей, приводящему со временем к превращению степных незасоленных почв в солонцовые почвы и солончаки.

В. П. Бушинский, развивая эти же воззрения, отмечал, что освобождающиеся при минерализации органических веществ легкорастворимые соли сдуваются, а также передвигаются с водами поверхностного стока в депрессии рельефа, аккумулируясь в них по мере испарения почвенно-грунтовых вод и вызывая постепенное засоление местности.

Позже Франтессон, исследуя щелочность полыней, произрастающих на солонцах, приходит к мысли о том, что солонцовый процесс обязан своим возникновением минеральным и органическим солям щелочей, освобождающимся при минерализации ежегодного опада полыней.

Исследование химического состава зольных веществ, поглощаемых растениями, производились Б. А. Келлером, цифры которого представляют большой интерес для почвоведов, и И. В. Лариным (опубликованы в различных работах), сведшим к 1937 г. обширные материалы о химическом составе галофитов и других растений. Исследования воднорастворимых солей, содержащихся в полынях и кермеках, производились также в Кулундинской степи Е. И. Ивановой и Т. А. Гевельсон; М. М. Шукевич исследовала содержание солей в галофитах Туркмении (1939).

В последнее время изучение химического состава минеральных веществ, поглощаемых растениями, проводилось нашей лабораторией (1935—1941), проф. Н. И. Усовым (1940) и С. В. Зонн (1942).

Анализ литературного материала о зольном составе степных растений и галофитов позволил нам еще в 1937 г. притти к ряду новых выводов, которые мы здесь напомним.

Зольный состав растений солонцовых и солончаковых почв способствует вовлечению значительных количеств легкорастворимых солей в почвообразовательный процесс, транспортируя их в верхние горизонты почвы. Относительное содержание Са в золе растений возрастает от солончаково-солонцовых форм к степным. Поэтому «смена солончаковых ассоциаций растений (галофитов) солонцовыми (полынно-солянковыми) и ассоциациями светлокаштановых почв (полынно-ковыльными) сопровождается уси-

лением относительной роли в почве Ca, увеличивающейся по мере смены ассоциаций».

В противоположность этому в золе солонцовых и степных растений в сравнении с галофитами происходит постепенное уменьшение доли участия в составе легкорастворимых солей хлоридов и сульфатов щелочей.

Таким образом «смена галофитных ассоциаций полынными и ковыльными обусловливает уменьшение аккумуляции хлоридов и сульфатов при зольном круговороте ... и путем увеличения отношения Ca : Na в пользу Ca, прогрессивно накопляя Ca в верхних горизонтах, подготовляет почву для рассолонцовывания и остепнения».

Новейшие литературные материалы и цифровые данные, полученные в наших исследованиях, позволяют в значительной степени подтвердить эти выводы и вместе с тем расширить их.

Различные виды растений вовлекают в почвообразовательный процесс весьма различное количество легкорастворимых солей. Наибольшее содержание солей установлено в растениях семейств Солянковых, в числе которых встречаются виды, содержащие 40—55% легкорастворимых солей от сухого веса растений (Salsola crassifolia, Halimocnemis villosa, Gamanthus ovinus, Nitraria Schoeberi и др.).

Вообще наибольшее количество легкорастворимых солей характерно для сочных мясистых однолетних солянок (И. В. Ларин). Полусухие переходные солянки содержат 20—30% легкорастворимых солей. Сухие солянки содержат в среднем около 12% легкорастворимых солей. Полыни, камфоросмы, кохии, по данным Б. А. Келлера, содержат зольных веществ примерно 10—15%. Злаки полупустынь Поволжья Stipa, Festuca, а также мятлик, степная осока и костры Средней Азии содержат зольных веществ около 4—8—10%.

Изучая химический состав галофитов различного типа, Б. А. Келлер разделил их по этому признаку на три группы:

1) галофиты, характеризующиеся преобладанием хлоридов (Salicornia herbacea, Halocnemum strobilaceum, Atriplex cana, Atriplex verrucifera);

2) галофиты хлоридно-сульфатные, в составе которых хлориды и сульфаты представлены равномерно (Petrosimonia crassifolia и др.);

3) галофиты органо-минеральные, отличающиеся большим содержанием щелочных солей органических кислот (Anabasis salsa и др.)

При сжигании галофиты последнего типа дают высокощелочную золу, содержащую соду, поташ.

Даже при произрастании выделенных Б. А. Келлером типов галофитов примерно в одинаковых условиях они устойчиво сохраняют свой химизм. Естественно, что влияние этих различных по химическому составу галофитов на почвообразовательный процесс неодинаково.

Нами собран и сведен обширный и разнообразный аналитический материал, характеризующий химический состав зольных веществ степных, луговых и солончаковых растений (табл. 13). Здесь систематизированы данные Б. А. Келлера, И. В. Ларина, Н. И. Усова, М. М. Шукевич и др.

Значительная доля материалов получена в наших исследованиях, выполненных Л. Я. Мамаевой. Эти материалы отличаются известной неоднородностью и неточностью, в отдельных частях противоречивостью, что объясняется различными методами исследования, неодинаковыми сроками взятия образцов растений, недостаточно полной характеристикой почвенных условий. Тем не менее эти данные представляют большой интерес, позволяя подойти глубже к выяснению закономерностей накопления зольных веществ в растениях и к оценке их биогеохимической роли.

Аналитические данные нами сведены на рис. 1 в виде графика зависимости между качественным составом и суммой зольных веществ, поступающих в растения (рис. 1, табл. 13).

Сопоставляя соотношение зольных веществ между собой в зависимости от содержания золы или суммы растворимых веществ, можно установить ряд закономерностей.

С уменьшением в растениях количества зольных веществ в них увеличивается содержание Ca, K, P_2O_5 и SiO_2.

С уменьшением суммы зольных веществ в растениях в их составе уменьшается процентное содержание Cl, Na и Mg.

Несмотря на отдельные колебания и отклонения, обе отмеченные закономерности отчетливо демонстрируются графиком.

В группе мокрых (жирных) солянок, содержащих 40—55% зольных веществ, Cl составляет в среднем не менее 15—17%, а в отдельных видах (Salicornia, Halocnemum, Salsola crassifolia) 30—48% суммы зольных веществ. Содержание SO_4 обычно в несколько раз меньше Cl и не превышает 10—25% (Halocharis). Содержание SiO_2 и P_2O_5 выражается примерно одинаковыми величинами порядка 0,06—0,4%, в отдельных случаях повышаясь до 1—3%.

В числе катионов первое место занимает Na, содержание которого выражается величиной 22—30% суммы зольных веществ. Содержание K колеблется в пределах 1—3%. Доля Mg также невелика, всего лишь 0,3—2%. Еще меньше содержание Ca, доля которого в сумме зольных веществ составляет не более 1,3%, обычно выражаясь величиной 0,03—1%.

Группа солянок, содержащих около 20—30% зольных веществ (преимущественно полусухие солянки), отличается уже сближением в соотношении Cl и SO_4 (Cl в среднем 4—15% и не выше 30%, SO_4 в среднем 3—15% и не выше 26—36% суммы зольных веществ) и общим уменьшением их доли в зольных веществах.

Содержание же SiO_2 и P_2O_5 в составе зольных веществ заметно увеличивается, достигая в среднем 2—4% SiO_2 (в отдельных случаях до 10%) и 1—4% P_2O_5 (в отдельных случаях до 7%).

Доля Na в составе зольных веществ выражается величинами 12—16%, хотя в отдельных случаях (Halocnemum, Reomuria) достигает еще 50—73% суммы зольных веществ.

Содержание K колеблется в пределах 2—14%, выражаясь в среднем величиной около 8%. Содержание Mg — в среднем 2—3%.

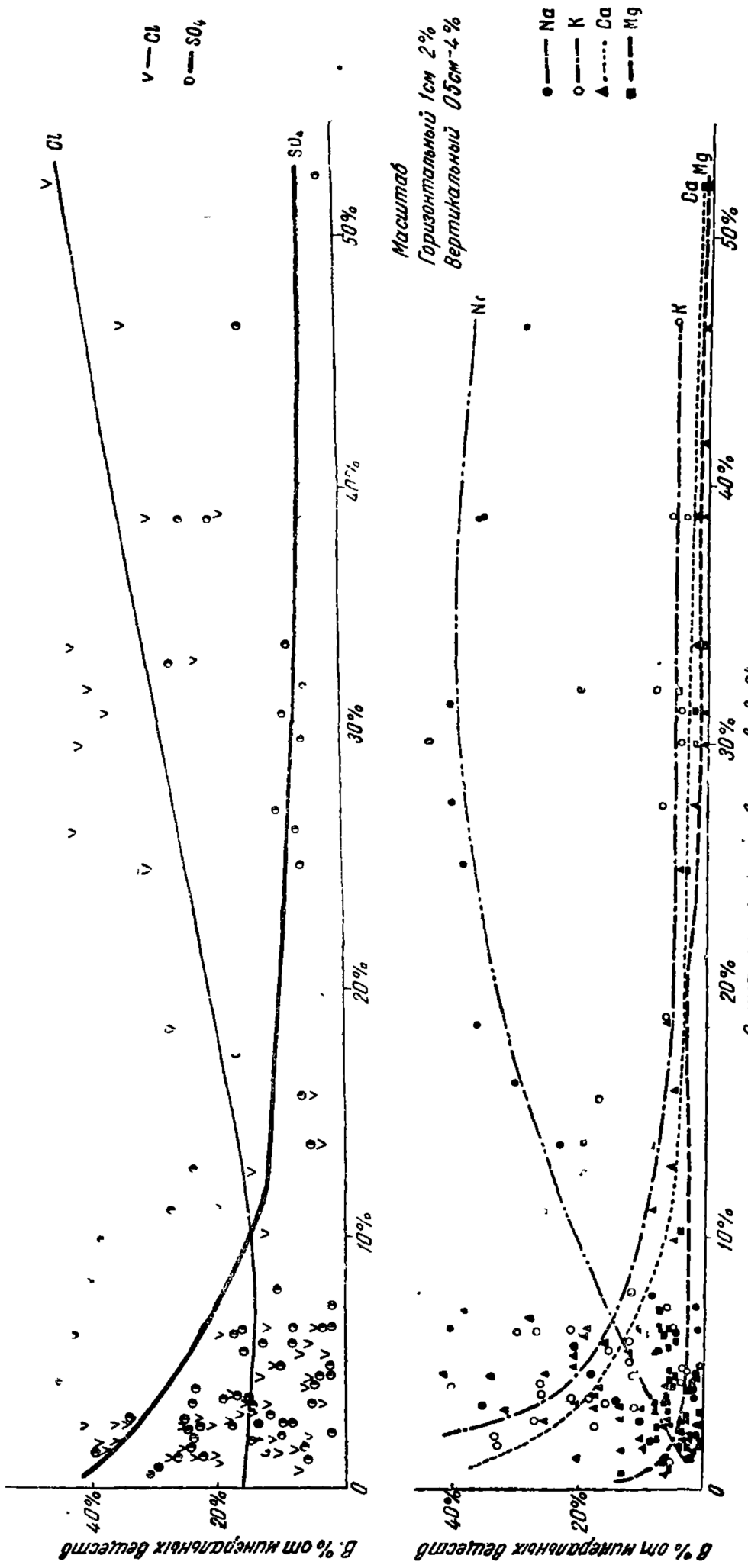


Рис. 1. Зависимость между составом солей и суммой минеральных веществ в воле растений.

Заметно возрастает в составе суммы зольных веществ доля Ca, содержание которого в среднем выражается величинами 3—6% и зачастую составляет 8—11—22% зольных веществ.

Таблица 13

Пределы содержания и состав зольных веществ в растениях различного типа

Группы растений	Содержание золь. веществ	Содержание в % от суммы зольных веществ			
		Cl	SO_4	SiO_2	P_2O_5
I. Солянки мясистые (мокрые)	40—55	15—17 (30—48)	10—25	0,06—0,4 (1—3)	0,06—0,4 (1—3)
II. Солянки полусухие	20—30	4—15 (30)	3—15 (26—36)	2—4 (10)	1—4 (7)
III. Солянки сухие, ксерофиты, полыни	10—20	3,5—9	4—11 (18—22)	1,5—5 (21—62)	11—13
IV. Злаки, бобовые, полыни	10	4—8	4—8 (15—30)	19 (50—75)	6—15 (28)
		Na	K	Mg	Ca
I. Солянки мясистые (мокрые)	—	22—30	1—3	0,3—2	0,03—1 (1—3)
II. Солянки полусухие	—	12—26	2—8 (14)	2—3	3—6 (11—22)
III. Солянки сухие, ксерофиты, полыни	—	4—9 (30—65)	4—12	0,5—1,5 (2,5—4,5)	4—12 (15—22)
IV. Злаки, бобовые, полыни	—	1—5 (10—20)	6—13 (15—18)	—	10—15 (20)

Еще отчетливее выражены отмеченные изменения качественного состава зольных веществ в группе растений, содержащих золы около 10—20% (преимущественно сухие солянки, некоторые полыни, ксерофиты). Пределы содержания Cl в составе зольных веществ здесь выражаются величинами 3—5—9%. Содержание SO_4 в среднем 4—11%, хотя максимальное содержание его достигает в некоторых видах (Tamarix, Halostachys) 18—22%, а минимальное опускается до 0,8—0,9% (Camphorosma, Salsola brachiata).

Содержание SiO_2 чаще всего выражается величинами 1,5 — 3 — 5%, хотя в таких злаках, как Aeluropus littoralis, достигает 21—62%. Содержание P_2O_5 резко возрастает, выражаясь величинами 11—13%.

Таким образом в составе зольных веществ этой группы растений на первое место среди анионов выходят P_2O_5, SO_4 и SiO_2 в отличие от вто-

рой и, в особенности, первой группы растений, в золе которых первое место принадлежало Cl и Cl вместе с SO_4.

Доля участия в золе Na в отдельных случаях остается еще высокой (30—65% у таких растений, как Salsola crassa, Halostachys). В остальных случаях содержание Na выражается в среднем величинами 4—9%.

Содержание K колеблется в пределах 4—12%. Содержание Mg крайне невелико, всего в среднем 0,5—1,5%, лишь в единичных случаях достигая 2,5—4,5%.

Крайне повышается доля участия Ca — в среднем 4—12% и во многих случаях 15—22% суммы зольных веществ.

В группе растений, содержащих менее 10% зольных веществ (степные, луговые и болотные злаки, бобовые, полыни), на первый план в составе зольных веществ выходит SiO_2 (19—50—75%). Высокое содержание здесь обнаруживает также P_2O_5, в среднем 6—15%, в отдельных случаях до 28%, хотя минимальное содержание опускается до 2—3%. Содержание Cl продолжает в составе зольных веществ в общем уменьшаться, в среднем 4—8%. Доля SO_4 выражается величиной 4—8%, зачастую повышаясь до 15—20—30%. Содержание Na невелико — 1—5%, лишь в группе полыней оно повышается до 10—20%. Содержание K выражается величинами 6—13% и часто 15—18%. На первом месте среди катионов в составе зольных веществ оказывается Ca, доля которого в среднем выражается величинами 10—15% и во многих случаях 15—20%.

Таким образом растения степной и пустынно-степной зоны СССР по химическому составу зольных веществ и их роли в циклах миграции солей можно разделить на 4 группы.

I. Первая группа—типичные галофиты (мясистые, мокрые солянки), произрастающие на влажных солончаках с близкими грунтовыми водами; отличаются максимальной зольностью (40—55%), наибольшим содержанием в золе Cl, SO_4 и преобладанием Cl и Na. Эта группа растений активно способствует поддержанию засоленности верхних горизонтов почвы за счет выделений солей из листьев, а также при минерализации опада. Вместе с тем они постепенно меняют в почве соотношение Cl : SO_4 в пользу SO_4, а соотношение Na : (Ca+K) в пользу Ca+K.

II. Вторая группа — галофиты (преимущественно полусухие), произрастающие на сухих солончаках и сильно засоленных почвах с более глубокими грунтовыми водами. Содержание золы в них выражается величиной 20—30%, в составе золы Cl и SO_4 занимают примерно одинаковое место, доля K и Ca значительно вырастает, хотя их сумма остается все же меньше содержания Na.

Растения второй группы еще в состоянии поддерживать некоторую засоленность верхних горизонтов почвы, но уже активно изменяют состав мигрирующих в почве ионов в пользу Ca, Mg, K и отчасти P и SiO_2.

III. Третья группа — сухие солянки, ксерофиты и некоторые полыни, произрастающие на такыровидных и слабозасоленных светлых сероземах, почвах гаммады, на солонцах и сильносолонцеватых почвах со сравнительно глубокими грунтовыми водами (глубже 5—7 м). Содержание

золы 10—20%, в том числе преобладающая доля приходится на соединения P, S, Ca, K. Растения этой группы способствуют развитию процессов рассоления и рассолонцевания пустынно-степных почв.

IV. Четвертая группа — злаки, бобовые, некоторые полыни и др., произрастающие в условиях слабозасоленных степных и пустынно-степных почв, а также частью на почвах луговых. Содержат зольных веществ менее 10%. В составе зольных веществ решающая роль принадлежит соединениям SiO_2, P, Ca, K. Эти растения, таким образом, способствуют завершению процессов рассоления и рассолонцовывания пустынно-степных почв, обогащая их P, S, Ca, K, а также способствуя, повидимому, восстановлению поглощающего комплекса путем накопления активного кремнезема и насыщению поглощающего комплекса обменными ионами Ca и K.

Произведенное нами обобщение материалов и попытка подразделить растения по их биогеохимической роли в почвообразовании и засолении почв носят, конечно, самый предварительный характер и нуждаются в дальнейшей, более глубокой и систематической проработке.

Многие исследователи (С. А. Дубянский, М. М. Шукевич, С. В. Зонн) отмечают, что однолетние солянковые, а также те части многолетних солянок, которые в конце вегетации отмирают, содержат обычно значительно большее количество легкорастворимых (главным образом NaCl) солей, чем многолетние формы и многолетние части растения (табл. 14).

Исходя из содержания легкорастворимых солей в солончаковых растениях и урожая их наземной части, можно видеть, что растительный покров может в среднем вовлекать ежегодно до 500 кг различных солей на 1 га поверхности почвы, поддерживая ее засоленность.

Сезонный приток легкорастворимых солей в солончаках от грунтовых вод, вследствие испарения последних, может достигать до 500—1000 т/га легкорастворимых солей.

Таким образом в солончаковых почвах количественное значение биогенного притока легкорастворимых солей в сравнении с возможным сезонным притоком, обусловленным капиллярно-грунтовыми водами, весьма невелико и не может само по себе обусловливать процессы засоления.

В почвах солонцеватых и особенно в почвах степных и пустынно-степных (сероземы, каштановые), оторванных уже от питающего влияния грунтовых вод, количественное значение биогенного притока легкорастворимых солей выходит на первый план.

Глубокое залегание грунтовых вод и отсутствие капиллярного притока солей снизу приводят к тому, что сезонное соленакопление, обязанное факторам минерального порядка, в черноземах, сероземах, каштановых почвах и солонцах почти не выражено, либо отсутствует полностью. Наземная же, не считая подземной, растительная масса, содержащая до 5—10% зольных веществ, дает, если учесть урожай, весьма заметные величины ежегодного притока минеральных веществ с помощью чисто биогенных факторов; относительное значение этого притока солей не-

Таблица 14

Состав солей (водная вытяжка) из различных частей растений $\frac{в\ \%}{м\text{-}экв}$ *от воздушно-сухого вещества; данные М. М. Шукевич*

Объект исследования	Сухой остаток	Общая щелочность в HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na + K по вычисл.	$\frac{SO_4}{Cl}$	$\frac{Mg}{Ca}$	$\frac{Na+K}{Ca}$
	Группа влажных солончаков с галофитной растительностью									
Halocnemum strobilaceum										
Надземн. части .	51,66	0,97 / 15,8	25,08 / 706,4	2,98 / 62,1	0,02 / 1,0	0,19 / 15,8	17,65 / 767,5	0,1	15,8	767,5
Корни	27,70	0,16 / 2,6	14,0 / 394,3	1,59 / 33,0	0,72 / 36,0	0,07 / 5,8	8,83 / 388,1	0,1	0,2	10,8
Salicornia herbacea										
Надземн. части .	49,7	1,68 / 28,2	25,61 / 721,4	2,29 / 47,4	0,03 / 1,5	0,48 / 39,8	17,4 / 755,7	0,1	27,0	503,8
Корни	7,80	0,26 / 4,7	3,5 / 98,6	0,47 / 9,9	0,08 / 4,0	0,05 / 4,1	2,41 / 105,1	0,1	1,0	26,0
	Песчано-такырные почвы с ксерофитной растительностью									
Haloxylon aphyllum										
Опад	52,05	2,09 / 34,4	3,8 / 107,0	14,9 / 308.6	0,07 / 3,5	0,26 / 21,6	9,77 / 424,9	2,9	6,0	121,0
Стебли	6,9	0,52 / 8,1	0,22 / 6,2	0,52 / 10,8	0,02 / 1,0	0,06 / 5,0	0,44 / 19,1	1,7	5,0	20,0
Корни	11,7	0,67 / 11,3	0,64 / 18,1	0,38 / 7,9	0,06 / 3,0	0,14 / 11,7	0,53 / 22,6	0,4	4,0	7,5
Salsola Richteri										
Опад	33,9	1,53 / 25,6	4,96 / 139,6	0,37 / 7,8	0,03 / 1,5	0,16 / 13,4	3,64 / 158,1	0,06	8,9	10,50
Стебли	8,02	0,69 / 11,3	0,66 / 18,6	0,25 / 5,2	0,01 / 0,5	0,14 / 11,7	0,53 / 22,9	0,3	23,4	45,8
Корни	7,47	0,69 / 11,3	0,38 / 10,7	0,35 / 7,3	0,02 / 1,0	0,16 / 13,3	0,35 / 15,0	0,7	13,3	15,0
Tamarix Karelini										
Опад	29,32	1,09 / 17,4	6,7 / 188,9	5,27 / 109,7	0,44 / 22,0	0,62 / 51,0	5,6 / 243,0	0,6	2,3	11,0
Стебли	12,22	0,28 / 4,7	1,21 / 34,1	3,89 / 80,9	0,58 / 29,0	0,31 / 25,9	1,5 / 64,8	2,3	0,9	2,2
Reaumuria fruticosa										
Однолетн. стебли	14,18	0,44 / 7,3	3,2 / 90,4	0,15 / 3,2	0,25 / 12,5	0,16 / 13,4	1,73 / 75,0	0,04	1,0	6,0
Многолетн. стебли	3,48	0,20 / 3,3	0,72 / 20,2	0,38 / 7,9	0,21 / 10,5	0,04 / 3,3	1,40 / 17,6	0,4	0,3	1,7

сравненно выше, чем в солончаковых почвах, так как притока солей с капиллярными растворами от грунтовых вод здесь практически нет.

Однако для того, чтобы оценить значение биологических факторов миграции солей, следует проанализировать вопрос о связи между количеством и составом легкорастворимых солей, вовлекаемых растительностью в почвообразовательный процесс, и последовательностью смены растительных ассоциаций во времени в связи с развитием ландшафта.

Для молодых дельт и аллювиальных равнин области пустынь и полупустынь характерен болотно-луговой растительный покров, состоящий преимущественно из видов Typha, Phragmites, Cynodon, Aeluropus и др., в котором подчиненное место занимают древесно-кустарниковые Salix, Populus и др. По данным Советкиной, можно принять, что суммарная продукция травянистой массы составляет в среднем 15—40 ц/га, а иногда и до 60 ц/га сухого вещества. К этому надо добавить трудно определимую продукцию древесно-кустарниковых растений.

Исходя из среднего содержания золы в перечисленных видах около 10% (Советкина), можно принять, что на стадии лугово-болотных и луговых почв молодых дельт и аллювиальных равнин зоны пустынь и полупустынь в биологическом зольном круговороте веществ участвует в среднем до 150—400 кг/га различных солей; в отдельных случаях эта цифра вырастает до 600 кг/га в год. В составе зольных веществ при этом преобладают Ca, K, P_2O_5, SiO_2, SO_4 (см. табл. 13), что обусловливает формирование высокоплодородных почв.

Процессы минерального соленакопления в почвах на этой фазе благодаря мощному растительному покрову очень ослаблены, и поэтому руководящее значение в почвообразовании имеет биогенная аккумуляция элементов.

По мере обсыхания великих аллювиальных равнин луговая тугайная растительность сменяется солончаковой галофитной растительностью, в которой особенно большое значение будут иметь виды сочных солянок, содержащие до 40—50% зольных веществ, представленных главным образом сернокислыми и особенно хлористыми солями натрия, как например:

Kalidium caspicum	40%
Salicornia herbacea	50%
Halocnemum srtobilaceum	45%
Halostachys sp	40—50%

При урожайности сухой массы 5—12 ц/га (иногда до 25 ц/га) и зольности около 40% в биологический круговорот на этой фазе почвообразования вовлекается до 200—500 кг/га ежегодно. В предельных случаях эта величина может, повидимому, вырастать до 1000 кг/га.

Особенно в этом отношении привлекает всегда внимание саксаул, опад которого содержит более 50% солей. По подсчетам Советкиной, саксаул может давать заросли с густотой 100—120 кустов на 1 га. При запасе побегов порядка 100 кг/га (Советкина) саксаульники вносят ежегодно около 50 кг солей на 1 га поверхности, т. е. не так много, как это кажется на первый взгляд.

Типичные галофиты и особенно их мясистые виды отличаются наибольшим содержанием Cl, SO_4, Na. Но и среди этих видов те, которые произрастают при уменьшающемся засолении, отличаются уже уменьшением накопления Cl, Na, Mg и увеличением доли Ca, K, SO_4. Для солончаковой фазы особенно следует отметить влияние галофитов, имеющих обильные выделения легкорастворимых солей на поверхности листьев (тамарикс, кермек, франкения и др.).

По мере дальнейшего развития рельефа и почвенного покрова великой аллювиальной равнины солончаковый процесс, сменяясь рассолением и развитием солонцов и такыров, обусловливает последовательную смену сочных мясистых солянок, характеризующихся по своему составу высокой общей зольностью и очень высоким содержанием Cl и Na, солянками полусухими и сухими, содержащими значительно меньше легкорастворимых солей.

Типичные для такыров Средней Азии растения, дающие урожай обычно 1—2,5 ц/га и лишь редко 4—6 ц/га, характеризуются следующим содержанием золы:

Anabasis salsa	30%
Halimocnemis villosa	30—35%
Gamanthus ovinus	20%

Считая среднюю зольность растительности такыров в 25%, можно видеть, что на стадии такыров биологическая аккумуляция солей выражается величиной всего лишь порядка 25—60 кг/га ежегодно.

Как показано выше, полусухие и сухие солянки отличаются от сочных мясистых не только меньшей зольностью, но и значительно большей долей содержания в золе Ca, K, P_2O_5, SO_4, SiO_2 при одновременном уменьшении содержания Na, Cl. Таким образом уже в самом начале рассоления биологический круговорот зольных элементов способствует относительному и абсолютному обогащению почвенных горизонтов сульфатами и карбонатами Ca, отчасти K, предопределяя ослабление со временем степени развития солонцовых и такырных процессов.

Процесс образования сероземов или каштановых почв из такырных и солонцовых почв происходит на наиболее древних поверхностях великих аллювиальных и дельтовых равнин. Основными агентами трансформации солонцеватых и такыровидных почв в пустынно-степные и степные почвы являются в условиях Средней Азии и Казахстана эфемеры Poa bulbosa, Carex Hostii, виды Bromus, виды Hordeum, дающие до 1—5 ц/га урожая органического вещества, такие основные растения, как виды Stipa, Phlomis Psorolea, Cusinia со средним урожаем около 10 ц/га, некоторые разновидности сухих солянок (Halocharis), полыней, продуцирующие в отдельности до 3—5 ц/га сухой массы в год.

На стадии светлых сероземов растительный покров может производить в сумме до 5—8 ц/га сухой массы органического вещества, характеризующейся в среднем 5—8% содержания золы (Советкина). Отсюда на светлых сероземах биологическим путем вовлекается ежегодно 25—70 кг/га золь-

ных веществ, в составе которых преобладающая роль принадлежит Ca, K, SiO_2, P_2O_5, SO_4. Растительность типичных сероземов, по данным Советкиной, может производить до 15—30 ц/га (иногда и до 50) сухой массы. При средней зольности 7% количество вовлекаемых в поверхностные горизонты почв зольных веществ будет составлять 100—200 (и до 350) кг/га в год.

Для условий сухих степей юго-востока СССР солонцовый растительный покров, состоящий из видов Artemisia, Camphorosma, Kochia, сменяется на стадии каштановых и черноземных почв покровом эфемеров (Poa bulbosa, Bromus sp.) и зарослями типчака, ковылей и белых полыней.

Считая суммарную продукцию сухого вещества на каштановых и черноземных почвах в среднем до 50—70 ц/га при среднем содержании зольных элементов, свойственном этим растениям, 5—7%, можно принять, что ежегодное вовлечение зольных элементов в биологический круговорот на этих почвах составляет примерно 250—500 кг/га. В составе зольных веществ при этом преобладают Ca, K, SiO_2, P_2O_5.

Приведенные цифры являются лишь ориентировочными, так как здесь не учтен ежегодный урожай подземной массы, поставляющей в свою очередь зольные вещества.

Анализируя сводные данные о роли биологической аккумуляции зольных веществ на различных стадиях почвообразования (табл. 15), можно видеть, что в условиях пустынь и степей наибольшего количественного напряжения этот процесс достигает на стадии луговых и болотно-луговых почв дельт и аллювиальных равнин. По мере обсыхания дельтово-аллювиальных областей роль биогенной аккумуляции сокращается. Однако на солончаках галофитные формации могут вводить еще очень большие массы солей в почвообразовательный процесс. На такырах же биогенная аккумуляция зольных веществ достигает своего минимума, что обязано, конечно, исключительно неблагоприятным для существования растительности условиям среды, создающимся на такырах.

Лишь начиная со светлых сероземов, роль биогенной аккумуляции минеральных веществ постепенно возрастает. Одновременно меняется качественный состав минеральных веществ, вовлекаемых в почвообразование. На стадии луговых почв преобладающее значение в составе зольных веществ имеют Ca, K, P, SiO_2, SO_4. На стадии засоленных почв в числе веществ, поступающих в почвы при минерализации отмерших растений, наибольшая доля принадлежит Na, Cl, SO_4. На стадии же рассоления и остепнения почв биологический круговорот вновь приводит к особенно резко выраженному и нарастающему накоплению соединений Ca и K, а также соединений P и SiO_2, что и составляет сущность самого процесса остепнения почв.

Приведенный анализ роли растительности в круговоротах и движении легкорастворимых солей при почвообразовании не исчерпывает, однако, в полной мере этих процессов.

Обширные пространства водосборных и солесборных площадей, окружающих внутриматериковые впадины, являющиеся современными цент-

Таблица 15

Количество зольных веществ, вовлекаемых в биологический круговорот при почвообразовании

Ландшафт и почвы	Виды растений, их урожай в ц/га	Средняя зольность в %	Ежегодный приток зольных веществ в кг/га
Молодые дельты и аллювиальные равнины зоны пустынь и полупустынь, болотные и луговые почвы	Болотно-луговые 15—40 (60)	10	150—400 (600)
Обсыхающие засоленные дельты и аллювиальные равнины зоны пустынь и полупустынь, солончаки и лугово-солончаковые почвы	Галофиты сочные 5—12 (25)	40	200—500 (1000)
Древнеаллювиальные равнины зоны пустынь; такыры и такыровидные сероземы	Галофиты полусухие 1—2,5	25	25—60
Древнеаллювиальные и пролювиальные лёссовые равнины; сероземы светлые	Эфемеры, галофиты сухие, злаки, полыни 5—8	5—8	25—70
То же; сероземы типичные	Эфемеры, злаки бобовые и др. 15—30 (50)	7	100—200 (350)
Древнеаллювиальные лёссовые равнины степей юго-востока СССР. Каштановые почвы. Черноземы	Эфемеры, ассоциации ковыля, типчака, белой полыни 50—70	5—7	250—500

рами общего соленакопления и засоления почв, покрыты мощной и разнообразной растительностью, распространяющейся до высот в несколько тысяч метров, вплоть до снеговой линии.

На всей этой обширной поверхности ежегодная минерализация органического вещества листвы и трав освобождает значительные массы различных солей, задерживающихся в почвах или мигрирующих в дальнейшем с водами поверхностного, а также со временем и подземного стока и собирающихся в бессточных ваннах соленакопления.

Сюда нужно добавить также легкорастворимые соли, освобождающиеся при более медленных процессах разложения отмирающих древесных остатков (сучьев, ветвей, стволов).

К количественной оценке этого явления подойти довольно трудно. Однако попытаемся произвести количественную оценку этих процессов на примере бассейна Аральского моря. Площадь бассейна Аральского моря составляет 1 335 980 км². На долю бассейна основных рек, питающих Аральское море, приходится: бассейн Сыр-Дарьи 265 000 км² и бассейн Аму-Дарьи (без Зеравшана) 308 804 км².

По расчетам Л. С. Берга, обе реки сбрасывают ежегодно в Аральское море 33 706 100 т растворенных веществ. При общем запасе солей Аральского моря, по этим же расчетам, в 10 854 млн. т «достаточно 322 лет, чтобы реки принесли в море такое же количество по весу соли, какое в нем содержится».

Примем, что вероятная величина средней продукции зольных веществ во всем бассейне рек в год составит примерно 300 кг/га, или 30 т/км^2. Считая площадь бассейна обеих рек в 570 000 км^2, получаем, что ежегодно в него поступает около 17 млн. т различных солей, мигрирующих с водами поверхностного стока, участвующих в почвообразовании и соленакоплении.

Из этих расчетов видно, что легкорастворимые соли, мигрирующие ежегодно в результате минерализации органических веществ в бассейне обеих рек (17 млн. т), по отношению к сумме легкорастворимых солей, сбрасываемых в Аральское море (около 34 млн. т), составляют около половины.

Отсюда мы с полным основанием можем присоединиться к изложенным нами выше взглядам акад. В. И. Вернадского, что современный химический состав солей, растворенных в реках, озерах и океане, в огромной степени определяется деятельностью организмов. В еще большей степени определяется деятельностью организмов качественная сторона процессов соленакопления в наносах и почвах.

Поскольку для солончаковых областей дельтово-аллювиальных равнин характерно питание грунтовых вод рекой, постольку необходимо принять, что происхождение и состав легкорастворимых солей, накопляющихся в грунтах и грунтовых водах дельт и пойм, связаны с деятельностью растительных организмов.

Сходные условия складываются и во внутриматериковых бессточных впадинах. В этих впадинах совместно мигрируют соли продуктов выветривания изверженных и осадочных пород и продукты минерализации растительных остатков.

Наконец, чтобы в полной мере оценить биогеохимическое значение организмов в процессах мобилизации и движения легкорастворимых солей, нужно осветить их роль в пространственной дифференциации солей в связи с растворимостью последних и их ролью в растениях.

Поступающ е в состав растительных и животных тканей зольные элементы в различной степени участвуют в структуре органического вещества. Так, Na, Cl и в значительной степени Mg остаются в форме минеральных подвижных соединений, выводимых организмом из его тканей. В растительных организмах это имеет место в форме солевых выделений через устьичный аппарат листьев, что особенно отчетливо можно наблюдать у тамарикса, кермека, франкении и др. На первых стадиях минерализации отмирающего органического вещества водами атмосферных осадков прежде всего будут выщелачиваться соединения наиболее подвижные, не вошедшие в состав тканей органического вещества минеральные соли.

Анализы водных вытяжек из сухих растений, собранных на почвах различного типа, обычно обнаруживают резко выраженный переход в вод-

ный раствор Cl', SO_4'', $Na^{\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$. Это имеет место несомненно и в природной обстановке, когда дождями выносятся из недавно отмерших сухих тканей растений NaCl, Na_2SO_4, $MgCl_2$.

Надо, однако, еще отметить, что водные вытяжки из многих солянок и полыней обладают кислой реакцией (pH 5—6).

Кислые соединения, являющиеся кислотами типа яблочной и щавелевой, поступая в водный раствор с первыми дождями, воздействуют как кислотный реактив на мелкозем почвы, способствуя отнятию щелочей и щелочных земель от минералов почвы. Щавелевокислые и яблочнокислые соли Ca, Mg, Na и K не являются сколько-нибудь стойкими, переходя со временем в их карбонаты. После выщелачивания наиболее легкоподвижных соединений из растительных тканей (NaCl, Na_2SO_4) остающееся зольное вещество представлено списком других элементов—Ca, K, P, Fe, Si, которые освобождаются лишь очень медленно в процессе полной минерализации органического вещества, растягивающегося на длительный период. Это особенно относится к соединениям Ca, S, P, Si, входящим в состав древесины и в состав наиболее стойких тканей животных.

Полная минерализация растительных и животных тканей этого типа протекает чрезвычайно медленно, способствуя в конечном итоге относительной и абсолютной задержке Ca, S, P, K в форме наименее подвижных соединений. Одновременный переход Cl, Na, Mg в растворы способствует их уходу с водами поверхностного и подземного стока и накоплению в районах засоления.

Факт широко выраженной пространственной дифференциации хлоридов и сульфатов Na, Mg, с одной стороны, и карбонатов и сульфатов Ca — с другой, был установлен в почвоведении и геохимии давно (Димо, Полынов, Тюремнов, Ферсман и др.). Однако объяснение данного факта лишь свойствами неодинаковой растворимости этих соединений, а также свойствами их радиусов ионов или энергии кристаллической решетки в настоящее время совершенно недостаточно, поскольку этим объяснением недооценивается роль деятельности живого вещества.

Растительность и животные организмы являются мощным фактором, способствующим остаточному накоплению одних элементов в коре выветривания и почве и отделению от них наиболее подвижных, наименее нужных и наиболее вредных для организмов легкорастворимых соединений с притоком и накоплением их в центрах соленакопления (NaCl, $MgSO_4$).

5. Оросительные воды как источник солей в поливных почвах

Исключительно большое значение в солевом режиме почв имеют поливные воды, которые обычно содержат то или иное количество растворенных солей.

Значение оросительных вод как источника солей для поливных почв возрастает еще и потому, что многие оазисы насчитывают сотни и тысячи лет своего существования, за время которых суммировался ежегодный приток растворенных в поливных водах солей.

Поэтому поливные воды как источник солей должны учитываться даже в случаях пресных оросительных вод. Но орошаемое земледелие зачастую принуждено пользоваться водой повышенной минерализации, вследствие чего скорость процессов соленакопления начинает неизмеримо возрастать.

Пределом допустимого содержания солей в поливной воде является величина около 1 г/л. Оросительные воды наиболее крупных ирригационных систем Средней Азии и Закавказья обычно имеют концентрацию солей меньшую или близкую к этой величине: Сыр-Дарья — 0,28 г/л, Аму-Дарья — 0,4 г/л, Сох — 0,2 г/л, Зеравшан — 0,3 г/л и т д.

Однако вода целого ряда рек Средней Азии и Закавказья, используемая для орошения, характеризуется значительно более высокой минерализацией, что сразу же проявляется в усилении процесса соленакопления. Так, в юго-западной Туркмении для орошения используются воды реки Атрек, содержащие солей 1—9 г/л. Воды р. Вахш содержат до 0,8—1 г/л солей. Воды р. Аракс содержат солей 0,3—1,4 г/л. Воды Ширабад-Дарьи минерализованы еще больше — 3,0 г/л.

Случаи высокой минерализации поливных вод известны также в Заволжье и на Северном Кавказе. Распространенные здесь водохранилища на небольших степных реках собирают воду поверхностного местного стока и питаются, кроме того, выходами минерализованных грунтовых вод. Ежегодное испарение и пополнение запасов вод в водохранилище со временем ведет к увеличению содержания в них солей. Поэтому многие водохранилища Заволжья, как например на реке Большой Кушум, Соленая Куба, Белая Куба (Валуевский орошаемый участок), река Камышлак, часто содержат к концу лета до 4—5 г солей на 1 л воды. Не имея других водных источников, население, пользуясь столь высокоминерализованной водой, принуждено через 2—4 года забрасывать поливные участки вследствие их засоления.

Минерализованные поливные воды применяются в Фергане и Голодной Степи. Здесь иногда используются дренажные воды, содержащие до 4—6 г/л.

Наконец в последние годы перед Отечественной войной на многих орошаемых участках юга Украины пришлось пользоваться для полива артезианскими водами повышенной минерализации, содержащими до 5—6 г/л солей.

Судьба солей, поступающих с поливными водами на территорию орошаемого оазиса, сложна и многообразна. Здесь необходимо различать три основных случая.

В случае глубокого залегания грунтовых вод соли, приносимые оросительной водой, распределяются в почвенных горизонтах в соответствии с влагоемкостью почвы на глубину ее промачивания. Поливной период следующего года вызовет прибавление новой порции легкорастворимых солей к оставшимся от предшествующего периода. Таким образом в случае глубокого залегания грунтовых вод будет происходить постепенное увеличение запаса легкорастворимых солей, приносимых поливными водами, с приближением их к количествам, вредным для культурных растений.

При наличии непроницаемых плотных горизонтов это произойдет более быстро.

В том случае, однако, когда вследствие естественной дренированности избыточные поливные воды, проваливаясь через толщу почвы, уходят с грунтовым потоком с территории орошаемого массива, количество накопляющихся в почве солей не может превысить величину, соответствующую предельной влагоемкости почвы и минерализации оросительной воды. При каждом поливе, сопровождающемся фильтрацией избыточных поливных вод, остающиеся от предшествующих поливов легкорастворимые соли будут выноситься, замещаясь новым раствором поливной воды. В этом случае оросительные воды не могут явиться источником сколько-нибудь существенного соленакопления в почве.

В третьем случае — при застойных близких грунтовых водах, участвующих в современном водно-солевом режиме почв, соли, приносимые с оросительной водой, будут суммироваться с солями, поступающими от грунтовых вод. Избыточные сверх водоудерживающей способности почвы поливные воды при этом не будут уходить с орошаемой территории, а будут пополнять запасы грунтовых вод, внося туда также и растворенные в них соли. В итоге, независимо от того, будут ли при поливе орошаемого массива приняты жесткие нормы воды, не превышающие водоудерживающую способность почвы, или нормы полива будут превышать водоудерживающую способность, — в обоих случаях и особенно во втором соленакопление под влиянием притока солей с оросительными водами будет протекать особенно быстро.

Известно, что орошение при современной технике обычно сопровождается избыточным расходованием воды, забираемой в головном сооружении, и коэффициент полезного действия ирригационных систем в среднем не выше 0,50. Это является следствием того, что значительная часть оросительных вод непроизводительно расходуется при поливах, а часть фильтруется через ирригационную сеть и уходит вместе с избыточной поливной водой в грунтовые воды, пополняя их запасы, повышая их уровень и принося в них новые порции легкорастворимых солей.

Приближение грунтовых вод к дневной поверхности, вследствие систематического питания их фильтрационными и избыточными поливными водами, влечет усиление процесса расходования их на испарение с накоплением солей в почвенных горизонтах, грунте и самой грунтовой воде.

Таким образом непроизводительные расходы воды при поливах и потери ее на фильтрацию в каналах являются существенным, а иногда и решающим фактором накопления легкорастворимых солей в пределах ирригационного оазиса.

Наконец, значительная масса ирригационных вод, недоиспользованных в пределах орошенных массивов, сбрасывается в различного рода местные депрессии, впадины, с образованием заболоченных массивов и подъемом уровня грунтовых вод прилегающей местности. С открытой водной поверхности этих пространств сбросные воды испаряются особенно быстро.

Испаряются также и грунтовые воды, питающиеся сбросными водами, просачивающимися через почвы и грунт.

Совокупная деятельность испарения и транспирации мощной луговоболотной растительности приводит к тому, что в районах сбросных озер и болот в течение года может испаряться воды до 15—20 тыс. м³/га. В результате вековой продолжительности этого процесса в районе сбросных болот и разливов и вокруг него происходит чрезвычайно интенсивное накопление солей, приносимых сбросными водами. Здесь начинают формироваться высокоминерализованные грунтовые воды и солончаки, примером чего являются периферические части оазисов Центральной Ферганы.

Все это свидетельствует о большом значении поливных вод в притоке солей в ирригационный оазис. Так как влага с поверхности почвы испаряется неравномерно, больше на оголенных местах и на повышениях микрорельефа и меньше на местах притенения, являющихся впадинами микрорельефа, то и процесс распределения солей, приносимых оросительными водами в профиль и на поверхность орошаемых почв, протекает неравномерно. Обычно наибольшее количество легкорастворимых солей аккумулируется на участках наиболее быстрого и максимального испарения, т. е. на повышениях микрорельефа и на незатененных оголенных пространствах. Это может объяснить, почему на полях, даже в случаях хорошей естественной дренированности местности и глубокого залегания грунтовых вод, через 15—20 лет после начала орошения начинают проявляться отдельные пятна слабозасоленных почв.

Расчеты В. А. Ковда показали, что при современных величинах забора ирригационные воды приносят на поливную часть Голодной Степи до 400 000 т солей ежегодно, считая минерализацию воды Сыр-Дарьи равной 0,28 г/л, а суммарный водозабор 1500 млн. м³. Приняв оросительную площадь брутто в Голодной Степи равной 200 000 га, можно видеть, что ежегодно каждый гектар орошенной части Голодной Степи получает в среднем около 2,0 т солей, что составляет 200 г солей на 1 м². Отсюда при объемном весе верхних горизонтов почвы 1,4 ежегодное увеличение содержания легкорастворимых солей в случае накопления их только в верхних 10 см почвы будет составлять около 0,14%.

Сходные расчеты Б. В. Федорова показали, что в Голодной Степи одни лишь поливные воды через 15—20 лет орошения в состоянии вызвать засоление почв, угнетающее культурные сельскохозяйственные растения.

Громадное значение оросительных вод в засолении почв орошаемых районов еще отчетливее можно видеть на примере долины р. Вахш. Здесь расчеты, произведенные В. А. Ковда и П. А. Керзумом, показали, что в северной Кургантюбинской части долины с оросительными водами остается не менее 17,00 тыс. т легкорастворимых солей ежегодно. Принимая поливную площадь брутто в этой части долины равной 50 тыс. га, можно видеть, что ежегодное увеличение запаса легкорастворимых солей в расчете на слой верхних 10 см может составлять также величину порядка 0,1—0,3%.

Сходные расчеты, произведенные К. Скофильдом (1940) для ирригационных систем долины р. Эль-Пазо и долины р. Юма в США устанавливают, что оросительные воды ежегодно повышают запас солей в орошаемых почвах этих районов.

Мы уже упоминали выше, что во многих случаях орошения на местном стоке в Заволжье при содержании солей в поливных водах около 3—5 г/л сильное засоление почв наступает весьма быстро (через 2—4 года).

Рассмотренные материалы позволяют сделать ряд следующих выводов.

Значение в процессах соленакопления оросительных вод, как постоянно пополняющих запасы легкорастворимых солей в поливном оазисе, недооценивалось.

При современном техническом уровне оросительные воды даже нормальной минерализации в аспекте длительного времени в специфических условиях и случаях могут и несомненно вызывают явления сильного засоления почв за счет многовекового притока солей с поливными, фильтрационными и сбросными водами.

Особенно возрастает значение поливных вод как источника солей в случаях применения вод повышенной минерализации (более 1 г/л) на фоне недостаточной дренированности.

Случаи резко выраженного вторичного засоления орошаемых районов долин рр. Вахш, Ширабад-Дарьи, Аракса, а также отдельных поливных участков Заволжья и Северного Кавказа объясняются в значительной степени повышенной минерализацией поливных вод.

Глава II

СОЛЕВОЙ БАЛАНС ПОЧВ И ТЕРРИТОРИЙ

1. Понятие о солевом балансе

При исследовании засоленных почв, когда необходимо разобраться в их происхождении и направлении их развития, а также при необходимости дать прогноз режима орошаемых территорий после их освоения и мелиорации исследователю приходится решать вопросы, связанные с так называемым солевым балансом.

Исследования солевого баланса почв и отдельных территорий, а также теоретические представления по вопросам солевого баланса почв разрабатываются в СССР уже несколько лет. Первой попыткой теоретического формулирования вопроса о солевом балансе является работа И. П. Герасимова и Е. Н. Ивановой «О географических типах солевого баланса» (1936).

Методикой подсчета солевого баланса почв пользуются также в своих исследованиях и мелиоративных разработках почвоведы и мелиораторы Средней Азии (Малыгин, Легостаев, Федоров) и Закавказья (Курушин, Волобуев).

Наконец, надо отметить исследования К. Скофильда в Америке по изучению баланса солей на орошаемых массивах в штатах Техас и Аризона (1940).

Наши исследования солевого баланса почв и территорий начаты в Средней Азии в 1937—1938 гг.

Составление солевого баланса почв и отдельных территорий является вопросом исключительно сложным, требующим точных сведений о происхождении, скорости накопления, а также путях и величинах выноса солей. Но не во всех случаях исследователь располагает данными о приходных и расходных статьях солевого баланса почвы или территории. При этом, однако, остается целесообразным проработать элементы солевого баланса, что дает возможность в значительной степени разобраться в суммарном направлении процессов засоления — рассоления.

Изучение солевого режима почвы, хотя и дает много для познания динамики засоленных почв, но само по себе еще не рисует картины основного направления их развития. Только сопоставление абсолютных запасов легкорастворимых солей в почвах или отдельных территориях, выра-

женное в форме баланса, дает истинное представление о нарастании степени засоленности почвы или ее уменьшении, об успешности или неудаче проводимых мелиоративных мероприятий.

Для мелиоратора далеко небезразлично, развивается ли почвенный покров территории в сторону увеличения степени засоленности, либо в сторону ее уменьшения, либо остается неизменным. Комплекс мелиоративных мероприятий во всех этих трех случаях будет различным. Следует различать солевой баланс почв, поля-массива, оазиса-ландшафта.

2. Элементы солевого баланса

Необходимо различать следующие элементы солевого баланса:

Суммарный запас легкорастворимых солей на сравниваемые сроки.

Приходные статьи баланса солей за определенный период времени.

Расходные статьи баланса солей за этот же период времени.

Суммарный запас солей в почве. Основным элементом солевого баланса является запас легкорастворимых солей почвы по горизонтам и по профилю, выраженный в кг на призму сечением 1 м^2 до глубины грунтовых вод или на условную глубину 1—3—5 м. Возможно также выражать запас солей в т/га для тех же глубин.

Для сведения баланса солей необходимо знать их запас на два либо несколько сроков.

Сопоставление запаса легкорастворимых солей по этим срокам даст величину уменьшения либо увеличения их общего содержания, выраженную в кг на призму сечения 1 м^2 либо в т/га.

Для полноты решения задачи составления солевого баланса почвы или территории необходимо знать запас легкорастворимых солей и в почвенно-грунтовых водах, активно участвующих в солевом режиме почвы. К сожалению, большинство современных исследований не сопровождается послойным определением солей в грунтовых водах на глубину активного их горизонта (около 1—1,5 м). Поэтому обычно мы лишены возможности включить в изучение солевого баланса почвы те количества солей, которые находятся в грунтовой воде. Нужно настойчиво проводить при всех исследованиях режима солей в почвах обязательное послойное изучение запасов и состава солей в грунтовых водах.

Методика определения солевых запасов почвы проста. В пределах почвенного профиля устанавливаются обязательно без пропуска основные горизонты (слои), в которых определяется процентное содержание солей.

Рекомендуются следующие глубины: 0—5, 5—10, 10—20, 20—40, 40—70, 70—100, 100—150 см и далее до грунтовых вод по 50 см.

В отдельных случаях, когда в почве обособляется верхняя солончаковая корочка, целесообразно выделять ее в особый слой 0—2, 0—3 см.

Учащение образцов в верхней части профиля почвы необходимо потому, что наиболее отчетливо динамика солей выражена в верхних горизонтах почвы. Установив процентное содержание легкорастворимых солей по горизонтам и зная объемный вес породы, в дальнейшем вычис-

ляют абсолютный запас легкорастворимых солей в каждом горизонте на призму сечением 1 м², выражая это в кг.

Величины абсолютного содержания солей в горизонтах суммируются для всего профиля или по тем глубинам, которые необходимы исследователю для оценки солевого режима. В итоге получают величину абсолютного запаса солей в профиле данной почвы.

Суммарный запас легкорастворимых солей в толще почв-массива строится, исходя из знания запасов солей в типичных почвах.

На основе детальной топографической карты или глазомерного наброска мезо- и микрорельефа территории производится детальная почвенная съемка массива с установлением нескольких градаций степени засоленности почвы и выделением на карте контуров по этим градациям. После установления контуров почв по степени засоленности каждый из них характеризуется специальным шурфом до грунтовых вод. С помощью бура и обсадной трубы производится послойное вскрытие и отбор образцов грунтовой воды через каждые 50 см на глубину порядка 1.5—2 м. Место шурфа фиксируется на карте и в натуре для привязки образцов последующих сроков наблюдения. Каждый шурф изучается в отношении объемного веса его основных горизонтов, если они резко выражены, либо по стандартным глубинам, указанным выше. В дальнейшем устанавливается запас легкорастворимых солей, характерный для почв каждого контура. Желательно эту величину принять по нескольким шурфам, расположенным на почвах одной степени засоленности.

Установив типичное для данной градации засоленности почвы содержание легкорастворимых солей в почве и в грунтовой воде, вычисляют запас солей в почве и грунтовых водах на площади, занятой каждой почвой. Площадь контуров устанавливается планиметрически на карте засоленности почв участка.

Зная запас легкорастворимых солей по всем контурам в почвах и связанных с ними грунтовых водах, простым суммированием этих величин определяют суммарный запас легкорастворимых солей в участке в целом, включая и грунтовые воды.

Для анализа причин изменения запаса легкорастворимых солей возникает потребность установить и дифференцировать источники приходных и расходных статей с целью оценки их относительного значения. В этом случае необходимо расшифровать приходные и расходные статьи солевого баланса за тот или иной определенный период.

Приходные статьи солевого баланса могут складываться из следующих поступлений:

Поступление солей от грунтовых вод; обычно это будет наиболее существенная статья по ее количественному значению.

Поступление солей с поливными водами; в неорошаемых почвах, естественно, эта статья отсутствует. В почвах поливных в отдельных случаях, при высокоминерализованных водах, она может приобретать очень большое и даже руководящее значение.

Приток солей с атмосферными осадками. Величина эта количественно невелика и имеет главным образом теоретическое значение. В отдельных случаях — вблизи соляных озер, у берегов моря — эта статья может приобретать большое местное значение.

Продукты минерализации растительных и животных наземных организмов, а также принос поверхностным стоком.

На культурных обрабатываемых почвах должны учитываться также соли, поступающие вместе с удобрениями: сульфаты, хлориды, а также отчасти нитраты Ca, NH_4, K и Na. При ежегодном внесении удобрений приток солей в этой форме может иметь существенное значение, особенно в случае неравномерности размещения их на поверхности поля и аккумуляции на микрорельефных повышениях.

Расходные статьи солевого баланса соответственно складываются из элементов обратного порядка.

Для неорошаемых почв основное значение имеет отток солей из почвенного профиля в грунтовые воды вместе с атмосферными осадками. Эта статья в сезонном солевом режиме солончаков может иметь существенное значение.

В орошаемых почвах к этому добавляется вынос легкорастворимых солей из профиля почвы с поливными водами, а также при промывках и культуре риса. Эти статьи могут достигать огромных величин, коренным образом изменяя степень засоленности почвы.

Наконец, известное значение может иметь вынос легкорастворимых солей с урожаем сельскохозяйственных культур, а также поверхностный смыв или сдувание выкристаллизовавшихся солей. Однако практическое значение этих видов расхода запаса легкорастворимых солей в почве ничтожно и может не приниматься во внимание.

В наиболее общем виде уравнение солевого баланса почвы и территории может быть выражено:

$$\Delta S = S_Z + (S_{uw} - s_{uw}) + S_{iw} - S_v,$$

где ΔS — изменение в суммарном запасе солей, S_Z — суммарный запас солей в начале балансового периода, S_{uw} — приток солей от грунтовых вод, s_{uw} — вынос солей в грунтовые воды, S_{iw} — приток солей с ирригационными водами, S_v — вынос солей с урожаем растений.

3. Типы солевого баланса

Одним из сложнейших вопросов, возникающих при изучении солевого баланса почв и территорий, является вопрос о типах солевого баланса. Слишком недостаточны наши знания и очень мало конкретных данных для количественной характеристики приходных и расходных статей солевого баланса почв и отдельных территорий. Слишком разнообразны природные условия в областях развития засоленных почв, крайне сложны и многообразны воздействия хозяйственной деятельности человека на процессы движения и накопления солей. Все это, естественно, позволяет подходить

к установлению типов солевого баланса лишь в самой общей и предварительной форме.

И. П. Герасимов и Е. Н. Иванова различали три географических типа солевого баланса:

Типы	Подтипы
1 Аридный солевой баланс	Сточный
	Бессточный
2. Экстрааридный » »	Бессточный
3 Гумидный » »	Сточный

Кроме того, эти же авторы различали подтипы континентальный и морской.

Районы развития засоленных почв совпадают с областями аридного и экстрааридного солевого баланса.

Вкладывая в понятие солевого баланса несколько иное понимание, мы считаем необходимым различать следующие основные типы солевого баланса почв, массива, ландшафта:

солевой баланс стабильный, когда запасы легкорастворимых солей в почвенной толще и в ландшафте на сравниваемые сроки остаются неизменными;

солевой баланс засоления, когда запас солей в толще почвы или определенной территории нарастает, и

солевой баланс рассоления, когда запас солей в толще почвы (территории) уменьшается.

а) Солевой баланс стабильного типа, характеризующийся суммарно неизменным запасом легкорастворимых солей в почвах или в пределах всего оазиса, свойственен молодым аллювиальным равнинам, расположенным в среднем течении крупных рек. Хорошим примером этих ландшафтов могут быть I терраса реки Волги на широте выше Камышина, I терраса Кубани, где господствует типичный луговой почвообразовательный процесс без признаков соленакопления.

б) Солевой баланс засоления будет, как правило, характерен для ландшафтов и оазисов, расположенных на приморских и сухих (субаэральных) дельтах и поймах нижнего течения рек, где баланс грунтовых вод регулируется в основном испарением и процессы естественного соленакопления преобладают над процессами транзита и выноса солей.

Примером ландшафтов с солевым балансом засоления является Кура-Араксинская низменность, дельты рр. Волги, Аму-Дарьи, а также Бухарский и Каракульский оазисы, Чарджоуский оазис.

в) Солевой баланс рассоления характерен для естественно дренированных территорий типа луговых и поемных террас среднего и верхнего течения рек, а также типа расчлененных лёссовых равнин, расположенных на древних террасах и предгорьях Средней Азии, Закавказья, Северного Кавказа, Поволжья. Баланс грунтовых вод в этих ландшафтах регулируется в основном подземным стоком, являющимся главной статьей их расхода. Это приводит к господству процессов рассоления.

Примером ландшафтов с солевым балансом рассоления являются Приташкентский оазис, большая часть долины Зеравшана, верхняя терраса Ферганской и Вахшской долин и Сыртовое Заволжье.

Необходимо, кроме того, различать солевой баланс естественных территорий и солевой баланс орошенных и осушенных территорий.

4. Солевой баланс почвы

Наиболее правильным путем оценки данных солевого режима почвы и заключения об эффективности проведенных мелиораций является составление солевого баланса почв.

Солевой баланс почв может составляться за время вегетационного периода, за период одного года, охватывающего полный цикл годовых сезонов, за период нескольких 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 м^2×3,5 м, что составляет 1200 т/га.

Почвы незасоленные имеют запас солей в этой же толще не больше 10—12 кг, слабо- и среднезасоленные почвы характеризуются запасом солей порядка 20—25 кг, а сильнозасоленные почвы и пятнистые солончаки на орошаемых территориях — 30—35 кг.

Близкие величины получены для почв Центральной Ферганы. Здесь вследствие характерной для всей Ферганы большей близости грунтовых вод к поверхности, чем в Голодной Степи (1,5—2,5 вместо 3,5—4,5 м), одни и те же запасы легкорастворимых солей сосредоточены в значительно меньшей толще (1—1,5).

Содержание легкорастворимых солей в солончаках орошаемых районов Центральной Ферганы в расчете на призму 1 м^2×1 м составляет около 35 кг, т. е. до 350 т/га.

Слабо- и среднезасоленные почвы имеют запас солей в пределах 15—25 кг, а незасоленные почвы всего лишь 5—8 кг.

Ниже в табл. 16 приводятся данные баланса легкорастворимых солей в орошаемых почвах Голодной Степи (совхоз Пахта-Арал) за трехлетний период.

По этим данным можно видеть, что запас легкорастворимых солей в орошаемых засоленных почвах совхоза очень неустойчив и подвергается значительным колебаниям по сезонам и отдельным годам. В зависимости от режима орошения, степени закультивированности поверхности поля, тщательности обработки и полива солевой баланс почв складывается по типу засоления или по типу рассоления. Так, солевой баланс среднезасоленного 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 площадке № 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 исходную 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 солей на 1 га.

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.

Таблица 16

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

№ площадок и название почвы	1937		1938				1939			
	Весна	Осень	Весна	Осень	Δ к 1937 Весна	Δ к 1937 Осень	Весна	Осень	Δ к 1937 Весна	Δ к 1937 Осень
Площадка № 6	Хлопчатник 4-го года		Люцерна 1-го года				Люцерна 2-го года семенная			
Среднезасолен. 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 к весне 1937			
Засоленный серозем . . .	248	—	262	—	+14	—	202	129	—46	—119
Площадка № 7	Хлопчатник 4-го года		Люцерна 1-го года				Люцерна 2-го года семенная			
Солончаковое пятно на микроповышении .	307	282	286	351	—21	+69	289	295	—18	+13
То же в слое 25 см	65	112	81	151	+16	+39	52	94	—13	—18

В табл. 17 приводится пример солевого баланса некоторых поливных почв Северного Кавказа.

По этим данным видно, что запас легкорастворимых солей в черноземах до полива составляет примерно 30 т в объеме 1,5 м×1 га, а после полива — 93 т/га, причем прибавка запаса легкорастворимых солей слагается из притока от поливной воды 31 т и из притока от грунтовых вод 34 т. Рассмотренный пример иллюстрирует баланс засоления под влиянием грунтовых вод.

Темнокаштановые поливные почвы дают, несмотря на минерализованные грунтовые воды, баланс обратного типа. До полива запас солей выражается величиной около 214 т в объеме 1,5 м×1 га, после полива — 162 т/га. При этом с поливной водой было внесено около 54 т/га солей. Тем не менее в результате орошения было вымыто около 117 т/га солей.

Таблица 17

Солевой баланс некоторых орошаемых почв Северного Кавказа (А. И. Черняев) (т/га)

Название почв и точек исследований	Ионы	Сумма		Внесено поливной водой	За счет грунтовых вод, бокового притока, внутренних реакций	Всего прибавки	Вымыто
		до полива	после полива				
Чернозем Колхоз «Большевик», 1935 г. (оросит. норма 5000 м³/га)	Cl	1,6	16,0	0,85	13,55	14,40	
	SO_4	5,2	31,0	20,3	5,5	25,8	
	HCO_3	15,5	16,3	1,1	—	0,8	0,3
	Ca	5,2	6,8	1,1	0,5	1,6	
	Mg	0,9	0,9	1,7	—	0	1,7
	Na	1,7	22,1	6,2	14,2	20,4	
Всего . .		30,1	93,1	31,25	33,75	63,00	2
Темнокаштановые почвы Колхоз им. Артюхиной, 1935 г. (оросит. норма 5000 м³/га)	Cl	23,5	17,6	33	—	—5,9	38,9
	SO_4	123,6	88,5	12,3	—	—35,1	47,4
	HCO_3	9,5	9,4	1,8	—	—0,1	1,9
	Ca	12,9	24,9	0,9	11,1	12,0	—
	Mg	7,3	7,4	1,2	—	0,1	1,1
	Na	37,8	15,1	5,4	—	—22,7	28,1
Всего . .		214,6	162,9	54,6	11,1	—51,7	117,4

Во многих случаях бывает недостаточно ограничиться анализом солевого баланса только на толщу всего профиля, так как вопросы мелиорации и плодородия почвы в большой степени зависят от засоленности пахотного горизонта (слой 0—25 см) и корнеобитаемой зоны почвы (слои 0—50, 0—80 см).

Баланс солей в этих горизонтах отличается значительной подвижностью, находясь в большей зависимости от атмосферных осадков, полива, испарения, и может складываться иначе и даже в обратном направлении, чем солевой баланс всей почвенной толщи (табл. 16).

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 периода и в течение вегетационного года, складывается к осени в сторону увеличения запаса

или в сторону его уменьшения (например, при осенне-зимних промывках или профилактических поливах).

5. 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 за этот же период в почвах соседних участков, и при этом суммарный солевой баланс всего орошаемого массива может остаться стабильным. Это особенно часто наблюдается при весенних промывках, когда вследствие интенсивного испарения на плохо выровненной перед промывкой поверхности почвы рассоляются в местах понижений рельефа и одновременно засоляются на малозатопляемых участках повышений микрорельефа. Аналогичные условия наблюдаются при культуре риса, когда количество легкорастворимых солей, вытесненных большими массами оросительной воды в нижние горизонты почвы и в грунтовые воды, компенсируется часто с избытком легкорастворимыми солями, накопляющимися в широкой (150—200 м) полосе, окружающей массивы риса.

Во всех этих случаях в конечном счете остается неизвестным суммарный характер солевого баланса орошаемой и промываемой территории.

Изучение солевого режима на единичном пункте не может дать решение этого вопроса, поскольку процессы рассоления одного пункта могут компенсироваться либо превышаться процессами соленакопления в другом соседнем пункте.

Отсюда и возникает потребность изучения динамики абсолютного запаса легкорастворимых солей в толще почв и в 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 водобалансовых 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, исходя из минерализации соответствующих вод, можно установить вероятные величины поступающих и выносимых солей.

Интересной иллюстрацией изучения солевого баланса являются работы, проведенные под руководством автора А. З. Зайчиковым в Голодной Степи (табл. 18).

Опытный балансовый участок расположен на типичной для вторичнозасоленных районов Голодной Степи территории в пределах так называемой Шурузякской впадины, примерно в 1 км к востоку от ж.-д. станции Золотая Орда, и охватывает поле хлопчатника, поле люцерны и солончаковую целину.

Исследование солевого баланса проводилось на специальных динамических площадках, расположенных на почвах, представляющих основные варианты по степени засоленности. Для учета степени засоленности почв в течение года были проведены специальные солевые съемки в масштабе 1 : 1000 весной до первого полива, в конце мая, осенью, во второй половине октября 1941 г. и весной 1942 г.

Солевая съемка велась с помощью скважин, общим числом 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 начале в профиле и в толще 2 м$\times$1 м^2, а затем по контурам почв и наконец отдельно для поля хлопчатника, люцерны и солончаковой целины

Суммарный запас легкорастворимых солей в солончаковых почвах, по материалам А. З. Зайчикова, составляет 500—600 т/га в слое 2 м. Запас легкорастворимых солей в этой же толще в почвах среднезасоленных выражается величиной 300—450 т/га.

К осени в результате процесса сезонного соленакопления в почве солончаковой целины запас солей увеличился на 95 т/га и в почве люцернового поля на 127 т; хлопковое поле, подвергшееся осенью поливу большим количеством воды (около 4000 м^3/га) с целью подготовки к осеннему посеву люцерны в растущий хлопок, практически прибавки не обнаружило. Соответственно запас легкорастворимых солей всего участка в расчете на 2-метровый слой территории в 106 700 м^2 от весны к осени увеличился с 3951.75 т до 4476,80 т, т. е. около 525 т (табл. 18).

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).

Хлопковое поле в целом практически не обнаруживает 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 слагается по типу баланса засоления; но солевой баланс хлопкового поля, благодаря осеннему поливу, слагается по типу стабильного солевого баланса.

Таблица 18

Солевой баланс опытного участка УзФАН в Золотой Орде
(в тоннах на слой 2 м)

Поле	Запас солей весной 1941 г.	Запас солей осенью 1941 г.	Сальдо
Хлопчатник	2166,96	2176,07	+9,11
Люцерна	1076,22	1459.05	+382,83
Целина (перелог) . .	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

Более дробный анализ солевого баланса по горизонтам 0—100, 0—40, 0—20 см обнаруживает, что в верхних горизонтах при общем суммарном увеличении запаса легкорастворимых солей или стабильном его положении может происходить одновременно уменьшение их количества. С другой стороны, на солончаковой целине обнаруживается, что максимальная доля сезонной прибавки легкорастворимых солей падает на горизонт 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. В слое 0—40 см соответственно весенний запас солей — 123 т/га — к осени возрастает до 173 т/га и в слое 0—20 см соответственно с 75 т/га до 135 т/га, т. е. почти в два раза.

Баланс суммарного запаса легкорастворимых солей в 1-м толще всего участка в целом, по данным Зайчикова, в отличие от баланса 2-м толщи, остался на протяжении вегетационного периода стабильным; 1879,02 г весной — 1799,2 т осенью, обнаруживая даже некоторую тенденцию к снижению (на 79 т). 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 слагается из противоречивых тенденций баланса отдельных угодий участка.

Солончаковая целина, несмотря на стабильность солевого баланса в целом, к осени увеличивает свой запас легкорастворимых солей почти на 50 т/га. Люцерновое поле, наоборот, для толщи 0—100 см обнаруживает уменьшение запаса солей на величину около 80 т/га, а хлопковое поле одновременно с этим обнаруживает уменьшение на величину порядка 45 т/га.

Таким образом при общем стабильном типе баланса изучаемого участка, солевой баланс 1-м слоя солончаковой целины является положительным, а солевой баланс поля люцерны и хлопчатника является отрицательным.

Этим же методом возможно изучение солевого баланса больших массивов. Сошлюсь на результаты исследований САНИИРИ в Бухарской области.

Изучение солевого баланса было проведено под руководством Г. Н. Виноградова для почв 1-й Бухарской МТС и распространено на площадь 50 тыс. га. Результаты этих исследований приводятся в табл. 19.

Как можно видеть из данных таблицы, запас солей (по SO_4) в почвах 1-й Бухарской МТС резко колеблется в зависимости от степени засоленности почв (от 2—7 т/га SO_4 на незасоленных почвах и до 48 т/га SO_4 в солончаках).

Поступление легкорастворимых солей с оросительными водами в течение вегетационного периода было крайне невелико и не превышало 0,06 т/га SO_4. Вынос солей с урожаем также невелик (0,02—0,06 т/га SO_4). Основным источником солей по данным баланса явились грунтовые воды. Чем больше степень засоленности почв, тем сильнее в них возрастает запас легкорастворимых солей к концу вегетационного периода. Так, если прибавка запаса солей в незасоленных почвах выражается величиной 1,6 т/га, то в солончаках она увеличивается в 100 раз, выражаясь величиной 172,2 т/га.

Общий запас солей в почвах МТС увеличился с 997 тыс. до 2857 тыс. т.

Таблица 19

Баланс SO_4'' в почвах 1-й Бухарской МТС

Почвы	В тоннах на 1 га					Площадь почв по МТС в га	Общее количество солей по МТС в тыс. т	
	Запас в начале вегетац. периода	Поступл. из грунт. воды	Поступл. с оросительной водой	Вынос с урожаем	Прирост запаса		Исходн.	Прирост
1	2,28	1,67	0,05	0,06	1,66	17 000	39	28
2	7,75	10,49	0,06	0,03	10,52	2 000	16	21
3	12,62	14,13	0,06	0,02	14,17	16 000	212	225
4	48,64	172,22	—	—	172,22	15 000	730	2583
					Итого.	50 000	997	2857

Обратимся к другому примеру солевого баланса территории, составленному при консультации автора инженером И. С. Кулошвили для озерно-солончаковых впадин Джейран-Батан и Дага-Ятаган в районе Баку на Апшеронском полуострове.

Дно озерно-солончаковых впадин представлено сильно засоленными шорами, площадь которых равна 278,6 га. Впадина, намеченная для водохранилища, наполняемого водой из Самур-Дивичинского канала имени Сталина, имела емкость 7 ,60 млн. м³.

В геологическом отношении занятая этими шорами впадина расположена в синклинальном прогибе, ограниченном антиклинальными поднятиями, сложенными глинами и песками продуктивной толщи, содержащими до 0,7—6% солей. Днище впадины перекрыто чередующимися слоями озерно-аллювиальной глины, песков и соляных грязей. Глубина залега-

ния грунтовых вод варьирует от 2 до 4 м. Минерализация грунтовой воды с глубиной не изменяется.

Использование впадины для водохранилища осложнено высокой соленосностью шоровых солончаков впадины и высокой минерализацией грунтовых вод.

Отсюда возникла потребность рассчитать солевые запасы впадины и солевой баланс водохранилища после его наполнения. Для расчета солевых запасов было определено содержание легкорастворимых солей на глубину до 5 м в почвах шоров, террас, окружающих шоры, и на бортах впадины.

Геоморфологический анализ территории впадин позволил инж. Кулошвили выделить следующие основные элементы:

Склоны с площадью . . . 107,5 га
Террасы » » . . . . . 589,3 »
Шоры » » . . . . . 278,6 »

Необходимость такого разделения территории впадины вызывается тем, что почвенный покров каждого из этих элементов поверхности характеризуется своей степенью засоленности. Послойное изучение содержания легкорастворимых солей на толщу 5 м через каждый метр позволило установить средний процент содержания легкорастворимых солей для 5-м толщи каждого из этих элементов. С очень небольшими колебаниями среднее содержание легкорастворимых солей по этим данным выражается следующими величинами (в %):

Почвы склонов 1,1
Почвы террас 2,7
Солончаки шоров 12,9

Соли представлены смесью хлоридов и сульфатов, причем доля хлоридов особенно велика в шоровых солончаках, составляя 75% плотного остатка (табл. 20).

Таблица 20

Содержание солей в почвах водохранилища

Геоморфологические зоны	Содержание плотного остатка в % от веса грунта в толще:					Средн. % в 5-м толще	Соли в % от плотного остатка	
	1 м	2 м	3 м	4 м	5 м		легкораств. соли NaCl	труднораствор. соли (прочие)
Склоны . .	1,3	1,3	1,0	0,9	1,1	1,1	40	60
Террасы . .	2,7	2,5	2,8	2,9	2,4	2,7	50	50
Шоры . . .	14,7	13,9	13,4	11,5	11,1	12,9	75	25

По данным объемного веса породы (в среднем 1,8), содержания легкорастворимых солей и площади элементов были рассчитаны общие запасы легкорастворимых солей для каждого из элементов территории впадины послойно и в целом на 5-м толщу (табл. 21).

Таблица 21

Запас солей в почвах и грунтах водохранилища

Зоны	Общее содержание солей в тоннах по глубинам					Всего в 5-м толще
	до 1 м	от 1 до 2 м	от 2 до 3 м	от 3 до 4 м	от 4 до 5 м	
Склоны . .	25 155	25 255	19 350	17 415	21 285	108 460
Террасы . .	286 399	265 185	297 007	307 615	254 577	1 410 783
Шоры . . .	737 175	697 057	671 983	576 702	556 642	3 239 559
	1 048 729	987 497	988 340	901 732	832 504	4 758 802

Оказалось, что наибольшее содержание легкорастворимых солей заключается в солончаковых шорах — около 3240 тыс. т. Сухие солончаки террас содержат значительно меньше солей, всего лишь 1410 тыс. т.

Общий запас легкорастворимых солей в толще 5 м выражается величиной 4 758 802 т.

Для определения полного запаса легкорастворимых солей необходимо было еще учесть соли, находящиеся в соляной рапе.

Исходя из средней порозности шоровых отложений в 35% объема, было установлено, что содержание воды в 1-м слое шора равно 2 786 000×0,35=975 100 м³. Среднее содержание легкорастворимых солей в рапе равно 250 г/л. Таким образом общая сумма растворенных в рапе метровой толщи шорон солей равна 243 775 т.

Считая на изученную толщу в 5 м, нужно принять, что содержание солей в форме растворов рапы составляет величину 1 218 875 т; в сумме с запасом солей, находящихся в твердой фазе, — 4 758 702 т — это составит 5 977 577 т.

При заполнении водой наибольшее значение, повидимому, будет иметь верхний 1-м слой почвы впадины, так как мало вероятно, чтобы легкорастворимые соли с глубин бо́льших, чем 1 м, могли поступать в водный раствор водохранилища. Поэтому расчет концентрации солей в водохранилище в дальнейшем проведен, исходя из предположения, что растворяются в воде водохранилища лишь соли верхнего 1-м слоя днища.

Исходя из общего содержания легкорастворимых солей в верхнем 1-м слое дна водохранилища 1 048 729 т в твердой фазе и 243 775 т в форме солевого раствора рапы, т. е. всего 1 292 504 т при проектной емкости водохранилища около 76 млн. м³, получаем, что минерализация вод водохранилища будет равна примерно 17 г/л, т. е. окажется непригодной для питья.

Источниками питания солей впадины, избранной под водохранилище, являются воды поверхностного стока, омывающие соленосные породы местности и выбросы грязевых сопок, а также воды грифонов и источников, вскрывающихся в днище впадины. Суммарный расход грунтового потока воды во впадину не превышает 1 л/сек, что дает на все озеро, по

расчетам Кулошвили, ежегодно около 4 700 т солей. Ливневой сток с минерализацией воды около 0,2 г/л при водосборной площади озерной впадины 30 км² дает, по этим же расчетам, не более 6000 т солей в год.

Таким образом, в сумме годовой приток солей во впадину, как до ее использования под водохранилище, так и после будет составлять около 10 700 т. В условиях жаркого климата Апшерона этот приток являлся основным фактором засоления впадины.

На основании данных баланса всего водохранилища и запаса легкорастворимых солей в отдельных элементах и горизонтах днища его нами был предложен вариант мелиорации водохранилища (его опреснение) при помощи серии повторных заполнений солончаковых впадин водами Самур-Дивичинского канала с последующей откачкой получающихся рассолов за пределы впадины.

Расчеты показали, что при наполнении солончаковых впадин на глубину до 1,5 м и при повторном (10—12 раз) наполнении шоров на глубину около 1,5 м пресной водой Самур-Дивичинского канала, при 19-месячной продолжительности работ будет достигнуто опреснение вод водохранилища до степени технической пригодности воды, а в дальнейшем, при условии полного заполнения озерной впадины и поддержания его проточности, вода станет пригодной для водоснабжения гор. Баку и орошения на Апшеронском полуострове. Конечной концентрацией солей будет концентрация, свойственная водам Самур-Дивичинского канала.

Этот подробный пример расчетов солевого баланса в специфических условиях шоровых солончаков приводится нами как для иллюстрации нашего положения об общем значении солевого баланса территории, так и для того, чтобы показать значение метода солевого баланса для целей мелиорации.

6. Солевой баланс оазиса-ландшафта

Чтобы дать правильную мелиоративную оценку крупной естественно-исторической области (или орошаемого оазиса), необходимо решить задачу о суммарном направлении процессов соленакопления в ее пределах, т. е. необходимо составить солевой баланс и установить тенденции изменения знака этого солевого баланса.

Составление солевого баланса самостоятельной естественно-исторической области требует знания ее геоморфологии, гидрологии, гидрогеологии и почвенного покрова.

Во многих случаях нашей практической работы эти данные могут быть неполными или даже вовсе отсутствовать, что, конечно, затрудняет задачу разработки суммарного солевого баланса ландшафта. Но тем не менее разработка отдельных статей солевого баланса ландшафта является всегда благодарной работой исследователя, поскольку при этом представляется возможность хотя бы в общей форме судить о направлении развития ландшафта в целом и о тенденциях соленакопления в нем, что в зна-

чительной степени облегчает обоснование общеоазисных мелиоративных мероприятий, направленных на борьбу с явлениями засоления.

Солевой баланс одного и того же ландшафта будет складываться различно в зависимости от того, сохраняются ли в его пределах естественные физико-географические условия, либо человек в процессе своей деятельности, орошая и осушая территорию, меняет водный баланс и этим меняет суммарный баланс солей. В одних случаях при этом усиливается существующее соленакопление (Кура-Араксинская низменность, Чарджоуский оазис), в других — усиливаются процессы естественного рассоления и полного выноса солей (Ташкентский оазис, Восточная Фергана, Средний Зеравшан).

Но имеют место также и случаи коренного изменения знака солевого баланса, когда ранее рассолявшиеся территории в результате недостатков хозяйственной деятельности человека, изменяющего водный баланс суши, изменяют и направления процессов соленакопления.

Таким примером может служить долина р. Вахш, Голодная Степь, солевой баланс которых после развития орошения от местного рассоления перешел к засолению.

Известны также примеры засоления почв Якутии после вырубки лесов вследствие резкого уменьшения расхода почвенно-грунтовых вод на транспирацию лесной растительностью и преобладания процессов испарения через почвенные горизонты, с накоплением в них солей.

Аналогичные явления известны для некоторых районов Барабинской низменности, которые после осушки начали подвергаться засолению.

Очень часты случаи резкого изменения солевого баланса орошаемых массивов в Поволжье и на Северном Кавказе при орошении на местном стоке. Обычно на II террасах рек этих областей распространены комплексы солонцово-каштановых почв, развивающихся в результате господства процессов рассоления. Сооружение водохранилищ и неправильное водопользование на этих территориях во многих случаях меняют естественный солевой баланс рассоления, характерный для этих территорий, на баланс засоления.

Для разработки и составления суммарного солевого баланса оазиса или ландшафта необходимо прежде всего установить границы балансовой территории. Эти границы необходимо проводить по естественным рубежам территории, определенным предварительным геоморфологическим анализом ее.

Наиболее просто вопрос о границе балансовой территории решается в случаях дельт или аллювиальных террас. Естественные границы этих территорий определяются наиболее легко.

Сложнее обстоит вопрос с установлением естественных границ таких территорий, как Приволжская или Северокавказская равнины или территория Голодной Степи. В таких случаях вопрос решается всякий раз в зависимости от сочетания природных условий, так, чтобы добиться выделения однородной территории ландшафта, ограниченной дренирующими или питающими ее реками, линией предгорий и т. д.

Статьи, слагающие суммарный солевой баланс ландшафта. те же, что и рассмотренные нами статьи баланса солей в почве и в орошаемом массиве. В приходной части это будут соли, поступающие с водами наземного и подземного стока, а также соли, поступающие с поливной водой и атмосферными осадками. В расходных статьях будут представлены соли, уходящие с территории оазиса опять-таки с водами наземного и подземного стока, в частности, со сбросными и дренажными водами.

Ниже мы рассмотрим несколько примеров разработки солевого баланса крупных физико-географических областей или орошаемых оазисов.

а) Схема солевого баланса Каспийской низменности

На протяжении своей геологической истории Каспийская низменность находилась в геосинклинальной области, переживавшей почти непрерывно процессы накопления механических и химических осадков. Особенно интенсивное соленакопление имело место в пермское время.

Пермские соленосные толщи, вследствие своеобразных тектонических процессов, свойственных соляным свитам, приподняты в виде куполов до дневной поверхности и подвергаются современной денудации и выветриванию, являясь основным источником солей, мигрирующих в Нижнем Заволжье и Каспийской низменности.

Для Каспийской низменности характерно массовое развитие соляных куполов; для ее территории и ее солесборного бассейна насчитывается до 2000 соляных куполов. Не менее 5% соляных куполов Каспийской низменности и Нижнего Поволжья относится к куполам открытого типа, вышедшим на дневную поверхность.

В солевом балансе Каспийской низменности особенно большое значение имеют соляные купола Черная Речка, Кара-чунгул, Даландсаид, Озинские соляные купола, возвышенности Улаган, Чапчачи, Богдо, Бишчохо, Худайберген, Досорский купол, Индерский купол и др.

Каждый соляный купол, тело которого обычно состоит на 85—95% из NaCl, в случае близости к дневной поверхности является постоянно действующим очагом засоления, питающим своими солями грунтовые воды и наносы прилегающих территорий.

По расчетам Православлева и Николаевского можно принять, что соляной купол Богдо отдает в сторону озера Баскунчак до 500 тыс. т солей, а соли купола Улаган — в сторону озера Эльтон не менее 300 тыс. т ежегодно.

Если допустить, что эти же купола отдают лишь половину этого количества в свою внешнюю сферу, то мы получим, что оба купола отдают до 400 000 т солей ежегодно прилегающим степным районам низменности.

Считая в среднем в Каспийской низменности один соляной купол на 336 км², можно принять, что в междуречье Урал — Волга на пространстве между широтой Баскунчака и Камышина, имеющем площадь 120 000 км², насчитывается до 360 соляных куполов. Принимая, что лишь 5% из них, т. е. 18 куполов, относится к типу открытых с поверхности и отдают при-

мерно то же количество солей, что Богдо и Улаган, получаем по этим преуменьшенным подсчетам, что в сумме грунты и воды Каспийской низменности в пределах междуречья Урал— Волга ежегодно получают от соляных куполов до 3,5 млн. т солей.

Вторым весьма мощным, хотя и несравненно меньшим источником поступления солей в Каспийскую низменность являются соли, присутствующие в водах бессточных рек, открывающихся в Каспийскую низменность, а своими верховьями уходящих далеко за пределы Каспийской низменности в область Сыртов.

Принимая продукты химической денудации своих водосборных и солесборных бассейнов, дренируя в себя минерализованные грунтовые воды по течению, эти реки транспортируют и сбрасывают соли в низовья. Исходя из минерализации воды рек и их расходов, ориентировочно можно считать, что этим путем в Каспийскую низменность ежегодно поступает до 350000 т солей, в числе которых не менее 50% приходится на долю хлоридов.

Эта величина складывается из притока с водами Большого Узеня в количестве около 95 000 т, рр. Чижа I и Чижа II до 90 000 т, реки Малого Узеня до 90 000 т, рр. Горькой и Дюры — до 50 000 т.

Каспийская низменность получает также значительные количества солей за счет притока грунтовых вод, но эту величину мы в настоящий момент затрудняемся хотя бы грубо ориентировочно определить.

В истории формирования рельефа и поверхностных наносов Каспийской низменности сыграли большую роль неоднократные трансгрессии Каспия. Минерализация вод Каспия в период последней Хвалынской трансгрессии была близка к современной — 1,3%.

Приняв порозность отложенных в период трансгрессии донных морских наносов в 40% и исходя из этой величины минерализации морских вод, занимающих свободную порозность донных отложений, можно видеть, что каждый кубометр отложений удерживает около 5,4 кг солей, что при объемном весе наноса 1,6 будет составлять 0,32%.

Считая в среднем толщу хвалынских и послехвалынских морских наносов в Каспийской низменности в 4 м и площадь Каспийской низменности между Уралом и Волгой и между краем Сыртовой области и широтой Баскунчака в 120 000 км^2, получим, что только на этой северной части Каспийской низменности последними трансгрессиями Каспия было оставлено около $2{,}5 \cdot 10^9$ т солей, из которых до 40% приходится на долю хлоридов. Эта цифра в сравнении с величиной ежегодного притока солей от соляных куполов не столь велика и покрывается в течение короткого времени притоком солей с суши.

Соли, отложенные в донных морских отложениях трансгрессии, не лежали неподвижно. Параллельно с развитием рельефа они подвергались местному перераспределению, переносясь с размываемых территорий, аккумулируясь в местных остаточно-эрозионных впадинах и давая начало солончаковым почвам.

Данные Н. И. Усова свидетельствуют, что приток легкорастворимых солей в Каспийской низменности с атмосферными осадками невелик и

представлен главным образом сульфатами и карбонатами Са, а потому может не приниматься во внимание в наших расчетах.

Таким образом происхождение солей в Каспийской низменности обязано следующим основным источникам:

Выщелачиванию и вторичному накоплению солей, находящихся в пермских химических осадках, слагающих соляные купола Каспийской низменности и ее бассейна.

Водам поверхностного стока и водам грунтовым, собираемым реками Каспийской низменности в их бассейне и приносимым в бессточные низовья.

Перераспределению морских солей, отложенных в донных осадках Каспия в период его трансгрессий на территории Каспийской низменности.

Специфический генезис солей Каспийской низменности проявляется в особенностях их химизма: в исключительной обогащенности хлоридами, а также высоком содержании К и В.

Отток солей из Каспийской низменности возможен двумя путями:

Отток через естественные дрены — реки, впадающие в Каспийское море (Волга и Урал).

Отток в Каспий с подземным стоком грунтовых вод.

Долина реки Волги, глубоко врезанная по отношению к Каспийской низменности и принимающая в себя многочисленные глубокие овраги, является дреной, опресняющей прилегающую к долине огромную территорию, шириной до 25—30 км.

Дренирующее значение Волги проявляется в минерализации ее воды. Ниже Саратова к Сталинграду и Астрахани в составе солей Волги заметно возрастает доля Na и Cl.

Эта особенность еще больше проявляется в период межени, что свидетельствует о грунтовом питании реки Волги ниже Саратова.

Вдоль долины р. Урала имеются те же условия, но выраженные в соответственно более слабой степени.

Приняв (по литературным данным), что сумма солей, сбрасываемых Волгой в Каспий, составляет 8 млн. т/год и что одна треть этой суммы приходится на нижнее течение Волги за счет дренирования Каспийской низменности, можно считать, что левобережье Волги в пределах Каспийской низменности получает со стороны последней до 1 300 000 т солей ежегодно.

Среднегодовой сток реки Урал составляет 4% от стока Волги, что дает основание считать вынос солей со стороны Каспийской низменности через Урал равным примерно 4% от количества солей, выносимых Волгой, т. е. около 50 тыс. т. Таким образом Волга и Урал выносят из Каспийской низменности ежегодно до 1 350 000 т. Эта величина выноса солей достаточно объясняет наличие обширного пояса рассоленных почв и грунтовых вод Каспийской низменности вдоль р. Волги.

Труднее оценить величину подземного выноса солей с грунтовыми водами непосредственно в Каспий.

В расчетах баланса Каспия принимается, что подземный сток в него равен 1% от речного. Некоторыми исследователями допускается величи-

на 10%. Мы исходим в наших расчетах из величины в 1% от стока Волги и Урала, т. е. из 2,62 км³.

Минерализация грунтовых вод различных мест побережья Каспийского моря колеблется в пределах 40—80 г/л. Мы примем заведомо меньшую минерализацию, всего лишь 10 г/л.

При этих данных получается, что подземный сток грунтовых вод в междуречьи Волга — Урал ежегодно выносит в Каспий до 26 400 000 т солей.

Таким образом вероятные размеры ежегодного выноса солей из рассматриваемого нами балансового массива Каспийской низменности составляют около 27 млн. т, а вероятный ежегодный приток солей — около 3,85 млн. т, т. е. намного меньше (табл. 22).

Отсюда мы вправе подтвердить вывод, сделанный акад. Б. А. Келлером и мною в 1933 г. о том, что Каспийская низменность в целом в настоящий период находится в состоянии геологического рассоления.

Таблица 22

Схема баланса солей северной части Каспийской низменности (в т)

Приток солей	Вынос солей
1. Оставлено в наносах Хвалынской и последующих трансгрессий Каспия . . . $2{,}5 \cdot 10^9$	1. Выносится открытым речным стоком через реки Волгу и Урал . $1{,}35 \cdot 10^6$
2. Выщелачивается ежегодно из соляных куполов открытого типа . . . . . $3{,}5 \cdot 10^6$	2. Выносится подземным стоком в Каспий . . . $26 \cdot 10^6$
3. Приносится ежегодно водами поверхностного речного стока . . . . . $3{,}5 \cdot 10^5$	

Схема суммарного солевого баланса Каспийской низменности открывает возможности для понимания ряда важных вопросов.

Находит свое объяснение исключительно большая засоленность почвы, грунтовых вод и некоторых озер Каспийской низменности.

Делается понятным исключительно большое участие хлоридов в составе легкорастворимых солей, скопляющихся в Каспийской низменности.

Находит также объяснение развитие современных местных процессов засоления грунтовых и наземных вод, а также почв, характерное для центральных бессточных частей низменности.

Наконец схема солевого баланса объясняет существование в Каспийской низменности районов рассоленных почв, характеризующихся глубокими и опресненными грунтовыми водами.

б) Схема солевого баланса Голодной Степи

Происхождение солей и суммарный солевой баланс в Голодной Степи тесно связаны с решением вопроса о происхождении грунтовых вод.

Можно считать установленным, что грунтовые воды Голодной Степи до орошения имели основным источником питания воды наземного и подземного стока со стороны Туркестанского хребта. После начала орошения к этому добавились оросительные и фильтрационные воды. Соответственно происхождение солей в Голодной Степи необходимо связать с этими же двумя источниками.

С другой стороны, М. М. Бушуев и Н. И. Курбатов связывали происхождение солей в Голодной Степи с фильтрацией из реки Сыр-Дарьи, считая, что последняя является главным источником питания грунтовых вод Голодной Степи.

Современные материалы свидетельствуют о том, что на протяжении от Ферганских ворот до Чардары река Сыр-Дарья является по отношению к Голодной Степи естественной дреной и только ниже Чардары Сыр-Дарья начинает питать прилегающие территории пустынных степей. В пределах Голодностепской равнины питающее влияние Сыр-Дарьи ограничивается лишь пойменной террасой. Поэтому предполагать большое питающее значение Сыр-Дарьи в солевом балансе Голодной Степи нет никакого основания.

Вероятный приток наземных и подземных вод в Голодную Степь со стороны Туркестанского хребта в зоне их контакта при среднем расходе 22,5 м³/сек. достигает порядка 700 млн. м³ в год. Принимая минерализацию этих вод в среднем равной 0,2—0,3 г/л, следует считать, что ежегодный приток солей этим путем достигает 150—200 тыс. т. Суммарный водозабор в Голодной Степи для ирригации в последние годы достигал 1 500 млн. м³.

Принимая минерализацию вод реки Сыр-Дарьи в оросительный период в 0,2—0,3 г/л, получим, что вероятный приток солей в Голодную Степь с оросительными водами составляет примерно 300—450 тыс. т в год.

Установим теперь размеры естественного выноса солей из Голодной Степи. Наши расчеты по величине уклона грунтовых вод и коэфициенту фильтрации показали, что вероятный отток грунтовых вод в Сыр-Дарью равен примерно 146 тыс. м³/год, в Арна-сай — 73 тыс. м³/год, т. е. в сумме 219 тыс. м³/год.

Средняя минерализация этих естественно дренирующихся вод равна 20—30 г/л.

При этих условиях естественный вынос солей из Голодной Степи будет равен примерно 5 000 т/год. После устройства Шурузякского коллектора, среднегодовой расход которого в 1938—1939 гг. не превышал 3 м³/сек. при средней минерализации дренажных вод 1 г/л, к естественному выносу легкорастворимых солей из Голодной Степи необходимо добавить до 90 тыс. т/год, сбрасываемых с помощью Шурузяка.

Сопоставляя вероятные приток и вынос легкорастворимых солей в Голодной Степи (табл. 23), можно видеть, что до орошения из ее пределов ежегодно выносились соли в количестве 5 000 т и Голодностепская равнина в целом засолялась. Но в результате орошения солевой режим Голодной Степи изменился в сторону дальнейшего роста

процессов засоления и закрепления этим баланса засоления. Это обязано суммарному увеличению соленакопления за счет притока солей с оросительными водами несмотря на работу коллектора.

Таблица 23

Вероятная схема солевого баланса Голодной Степи (в тыс. т)

Приток солей		Вынос солей	
Ежегодно приносится с водами поверхностного и подземного стока со стороны Туркестанского хребта	150—200	Выносится с водами, дренирующимися в Сыр-Дарью и Арна-сай	5
Приток солей с оросительными водами	300—450	Выносится водами коллектора Шурузяк	90
Итого	450—650	Итого	95

Если учесть, что параллельно с этим количество и скорость испарения грунтовых вод после начала орошения в связи с их подъемом крайне возросли, то будут понятны общие причины, обусловившие в Голодной Степи катастрофический характер вторичного засоления.

С точки зрения улучшения общего солевого баланса Голодной Степи и создания тем самым благоприятных предпосылок для освоения ее засоленных почв и ликвидации возможности вторичного засоления необходимо в Голодной Степи в целом уменьшить поступление оросительных вод и с ними солей, а также усилить отток грунтовых вод.

Это обеспечило бы коренное изменение существующего соотношения выноса и притока солей в Голодной Степи.

Второе мероприятие, которое было бы также желательно обсудить в интересах улучшения общего водно-солевого баланса всей Голодной Степи,—это уменьшение притока солей и грунтовых вод со стороны Туркестанского хребта путем их откачки через сеть колодцев в области конусов выноса и организации на этих водах орошения. О благотворном влиянии подобного мероприятия на уровень грунтовых вод Голодной Степи писал еще в 1915 г. С. С. Неуструев.

Весьма эффективным также было бы сооружение системы водохранилищ в предгорьях, на саях с целью использовать воды местного стока для орошения и уменьшить питание ими Голодной Степи.

в) Схема солевого баланса северной части долины р. Вахш

Схема суммарного солевого баланса северной части долины р. Вахш представляет интересную иллюстрацию случаев очень большого значения оросительной воды в процессах соленакопления.

Схема солевого баланса для долины р. Вахш подсчитана П. А. Керзумом при участии автора (табл. 24).

Таблица 24

Схема солевого баланса северной части долины р. Вахш на 1938 г.

Приток солей в тыс. т		Вынос солей в тыс. т	
1. Запас солей в почвах долины до уровня грунтовых вод (в слое 2,22 м с содержанием солей 0,57%)	8 640,00	1. Уход с водой по коллекторам при средней минерализации воды в коллекторах в 3 г/л . .	367,40
2. Запас солей в грунтовых водах в слое 1 м .	1 664,00	2. Дренируется Вахшем при средней минерализации 2,5—4,5 г	70,60
Всего запас на 1937 г. .	10 304,0		
3. Поступление с оросит. водой в 1938 г. (568,6 млн. м³ с минерализацией 0,8 г/л)	455,0		
Всего . .	10 759,0	Всего . .	438,00
Запас на 1939 г.	10 321,00		
Сальдо	+17,00		

Таким образом солевой баланс северной части (Курган-Тюбинской) долины р. Вахш складывается по типу засоления.

Анализируя схему суммарного солевого баланса, можно видеть, что для долины р. Вахш характерны исключительно высокие солевые запасы в почвах и грунтовых водах.

Геологические условия долины р. Вахш практически исключают сколько-нибудь значительный приток легкорастворимых солей со стороны гор в долину с грунтовыми водами. Поэтому решающее значение в современном солевом балансе долины имеет оросительная вода, которая довольно заметно засолена (0,8 г/л).

С оросительной водой в долину поступает 455 тыс. т легкорастворимых солей.

Как ни недостаточна дренажно-коллекторная сеть долины р. Вахш, все же она играет главную роль в выносе этой огромной массы солей и тем самым в сравнительно благоприятном сведении солевого баланса оазиса. Из общей суммы выноса легкорастворимых солей 438 тыс. т на долю выносимых с помощью дренажно-коллекторных сооружений приходится около 84% всего расхода. Вынос солей с грунтовыми водами, выклинивающимися естественным путем в русло р. Вахш, составляет лишь небольшую часть общего выноса — порядка 16%.

Все же избыточный водозабор и недостаточность работы дренажно-коллекторной сети долины р. Вахш приводят к тому, что ежегодно в пределах Курган-Тюбинской части долины остается не менее 17 тыс. т солей, что является исключительно неблагоприятным и нежелательным,

так как приводит к непрерывному усилению процессов соленакопления в долине.

В такой ирригационной системе, как долина р. Вахш, характеризующейся поливными водами повышенной минерализации, условия дренированности должны быть исключительно благоприятными и работа дренажно-коллекторной сети должна быть абсолютно бесперебойной. Лишь в этом случае удастся поддерживать концентрацию почвенного раствора в почвах на уровне, соответствующем концентрации солей в оросительных водах.

Устанавливая, что оросительные воды долины р. Вахш являются основным источником легкорастворимых солей, а недостаточная работа дренажно-коллекторной сети — основным фактором, способствующим их задержке и накоплению в грунтах, почвах и грунтовых водах долины, схема суммарного солевого баланса указывает вместе с тем и на основные пути преодоления процессов засоления: всемерное сокращение избыточного водозабора, расширение и углубление сети дрен и коллекторов с целью увеличения выноса находящихся в пределах долины и приносимых с оросительными водами солей.

г) Схема солевого баланса долины Мезилла (р. Рио-Гранде) и долины Юма (р. Колорадо)

Исследования солевого баланса на ирригационных системах рр. Рио-Гранде и Колорадо в США проводились в период 1929—1938 гг. К. Скофильдом.

Долина Мезилла расположена вблизи форта Сельден в штате Новая Мексика и пограничной плотины вблизи Эльпазо в штате Техас. Площадь изучаемого массива охватывает 100 тыс. акров, занятых хлопчатником и люцерной. В районе выпадает около 200 мм атмосферных осадков, приходящихся главным образом на лето. Орошаемый оазис обслуживается системой открытых дрен, имеющих общее протяжение 211 миль.

На основании гидрометрических данных по ирригационной и дренажной сети, а также на основании систематического изучения минерализации, учитывались соли, приходящие с ирригационной водой, и соли, выносимые дренажной сетью.

Среднегодовое поступление воды в ирригационную систему составило 744 380 акрофутов. Среднегодовой сток достигал 496 113 акрофутов, или 66,3%.

Исходя из данных минерализации оросительных вод (0,9 г/л), был подсчитан средний годовой тоннаж солей, вносимых в орошаемый оазис, — 599 369 т. Количество солей, ежегодно выносимых дренажной сетью, соответственно равнялось 608 076 т в год. Результаты многолетних исследований суммарного баланса в долине Мезилла приведены в табл. 25.

Сопоставляя суммарное поступление и суммарный вынос легкорастворимых солей, можно видеть, что вынос несколько превышает поступление, равняясь 101,5% от суммы поступления. Однако не все соли в одинаковой степени выносятся с дренажными водами. В наибольшей степени выносят-

ся хлориды Na (155—120% от поступления). Энергично выносятся нитраты (103% поступления). Карбонаты и сульфаты Ca выносятся несравненно слабее (85—89% поступления).

Таблица 25

Баланс солей в долине Мезилла
(среднее для 1931—1937 гг.)

Компоненты	Поступление	Удаление	
	в акрофутах	в акрофутах	в %*
Вода	744 380 тонны	495 113 тонны	66,6
Соли**	599 369	608 076	101,5
Составные части солей:			
Кальций (Ca)	80 553	69 686	86,5
Магний (Mg)	17 557	15 468	88,1
Натрий (Na+K)	101 985	122 639	120,3
Бикарбонаты (HCO_3+CO_3)***	93 936	80 540	85,7
Сульфаты (SO_4)	233 419	207 950	89,1
Хлориды (Cl)	71 306	111 122	155,8
Нитраты (NO_3)	1 418	1 461	103,0
	Тонны на акрофут		
Концентрация	0,805	1,226	152,3

Таким образом солевой баланс долины Мезилла в нашем понимании складывается по типу рассоления. Однако в процессе орошения происходят качественные изменения солевого состава долины благодаря интенсивному выносу хлоридов Na и кумулятивному накоплению карбонатов и сульфатов Ca и Mg.

Солевой баланс орошаемого массива долины Юма складывается по типу засоления. Массив охватывает площадь около 50 тыс. акров орошаемых земель и расположен в юго-западном углу штата Аризона в бассейне р. Колорадо. Сумма годовых осадков не превышает 50—125 мм. Массив обслуживается дренажной сетью. Годовое поступление воды достигает на орошаемом массиве 259,8 тыс. акрофутов. Сбрасывается дренажной сетью около 57 тыс. акрофутов. Примерно около 260 тыс. акрофутов испаряется и транспирируется с орошаемой поверхности. За 10 лет наблюдений в долине Юма установлено кумулятивное накопление солей в количестве до 390 тыс. т, что составляет 39 тыс. т в год (табл. 26).

Изучая результаты баланса за 1938 г., можно видеть, что сумма солей, удаляемых из орошаемого оазиса дренажной сетью, составляет всего 45,8% общего поступления солей, т. е. крайне мала. Очевидно, дренажная сеть ирригационной системы страдает недостатками. Причины этого во

* Процент от суммы поступления.
** Сумма определенных ионов.
*** Вычислено как CO_3.

всяком случае К. Скофильдом не вскрыты. Однако, как и в случае с долиной Мезилла, вынос хлоридов оказывается все же очень большим, составляя 116% поступления.

Таблица 26

Баланс солей в долине Юма за год, окончившийся 30 сентября 1938 г.
(Орошаемая площадь 49 278 акров, посевная 36 250 акров)

Компоненты	Поступление	Удаление	
	Акрофуты	Акрофуты	Проценты*
Вода	259 917	57 095	22,0
	тонны	тонны	
Соли**	248 428	113 791	45,8
Составные части солей:			
Кальций (Ca)	35 552	11 517	32,4
Магний (Mg)	9 113	4 111	45,1
Натрий (Na)	34 895	23 579	67,6
Бикарбонаты (HCO_3+CO_3)	26 303	11 698	44,5
Сульфаты (SO_4)	113 771	30 256	26,6
Хлориды (Cl)	28 024	32 542	116,1
Нитраты (NO_3)	770	88	11,4
	тонны на акрофут		
Концентрация	0,956	1,993	208,5

Таким образом, несмотря на общий неблагоприятный баланс, способствующий постепенному накоплению в оазисе сульфатов Na, Mg, Ca, происходит все же прогрессивное выщелачивание хлоридов и тем самым улучшение качественного состава солей в системе.

Интересные исследования К. Скофильда страдают, однако, некоторыми недостатками. Здесь отсутствует попытка учесть вынос солей с грунтовыми водами, что может, судя по примерам Голодной Степи и долины р. Вахш, достигать весьма больших размеров. Не охарактеризованы также солевые запасы почвы и минерализация грунтовых вод. Поэтому трудно судить о рассоляющем значении дренажной сети в сравнении с суммарными солевыми запасами орошаемых массивов.

* Процент от суммы поступления.

** Сумма определенных ионов.

Глава III

СОВРЕМЕННЫЕ ЦЕНТРЫ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ПОЧВАХ СССР И СОПРЕДЕЛЬНЫХ СТРАН

Почвенно-географические и почвенно-мелиоративные исследования, проведенные в Советском Союзе за последние десятилетия (исследования Н. А. Димо, С. С. Неуструева, Б. Б. Полынова, Е. Н. Ивановой, И. П. Герасимова, В. А. Ковда и др.), позволяют довольно отчетливо нарисовать картину современного распределения засоленных почв на территории Советского Союза и сопредельных стран и подойти к выяснению важнейших закономерностей современного соленакопления.

В последующем изложении мы охарактеризуем важнейшие и наиболее общие из этих закономерностей.

1. Приуроченность засоленных почв к областям континентального климата

Сопоставляя границы распределения в Евразии засоленных почв с климатическими условиями, можно видеть, что они чаще всего относятся к областям резко выраженного жаркого и сухого климата. Наиболее характерной особенностью климата этих районов является почти круглогодовое или хотя бы в течение летнего сезона года преобладание процессов испарения наземных почвенных и прежде всего грунтовых вод над процессами их стока. Водный баланс этих территорий, таким образом, регулируется в основном факторами испарения с поверхности почв.

В наиболее резко выраженной форме климатические условия подобного типа характерны для пустынь Центральной Азии, Центрального Ирана, Прикаспия, Закавказья.

Как показывают данные, приведенные в табл. 27, для областей распространения засоленных почв в Евразии характерны сухость, высокая температура, ничтожное увлажнение и исключительно высокая испаряющая способность на протяжении значительной части года, достигающая 2000—2500 мм.

Однако соленакопление в этих областях достигает мощного выражения лишь в тех случаях, когда геоморфологические и гидрогеологические условия способствуют бессточности и залеганию грунтовых вод на глуби-

не 1,5—2—2,5 м от поверхности: внутриматериковые впадины типа пустыни Большой Кевир в Иране, приморские низменности, как например Присивашье или Каспийская низменность, сухие (субаэральные) и приморские дельты рек, подобные дельте Куры и Аракса, Аму-Дарьи и Волги, речные пойменные и I террасы, подобно террасам рр. Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи, аллювиальные недренированные равнины.

Таблица 27

Важнейшие климатические особенности областей развития засоленных почв в СССР

Климат	Температура в °С			Безморозный период в днях	Атм. осадки за год в мм	Относительная влажность воздуха днем в течение 2 мес. сухого периода	Испаряемость за год в мм
	Среднегодовая	Июль	Январь				
Пустынь .	15—18	26—30	(+5)—(—10)	200—240	80—200	20 и меньше	2000—2500
Полупустынь . .	10—12	24—26	(—5)—(—10)	180—200	200—300	20—30	1000—1500
Степей . .	5—10	20—25	(—5)—(—15)	150—180	300—450	35—45	800—1000
Лесостепей	3—5	20—22	(—5)—(—16)	120—150	350—500	40—45	500—800

Для области пустынь в подобных геоморфологических и гидрогеологических условиях характерно образование вод, обладающих наибольшими величинами минерализации: воды рек до 20—90 г/л (рр. Яван в Таджикской ССР, Сагыз в Казахской ССР), озерные воды до 350—450 г/л (Эльтон, Денгиз-Куль, Туз-Кане), грунтовые воды под солончаками до 200—220 г/л, почвенные растворы до 300—400 г/л. Подобные концентрации солей в озерных и почвенно-грунтовых водах в других климатических районах не достигаются. Соленакопление в почвах области пустынь достигает также крайних пределов. Подпочвенные горизонты солончаков и засоленных почв здесь обычно накопляют до 2—3% легкорастворимых солей, 10—15% гипса и 15—20% углекислого Са. Верхние, наиболее солеиосные горизонты солончаков, достигающие мощности 10—20 см, зачастую состоят на 60—75% из различных солей: 15—25% легкорастворимых солей, 20—40% гипса и 10—15% углекислого Са.

Крайняя степень соленакопления в солончаках, почвенных растворах и грунтовых водах области пустынь Евразии проявляется также в исключительно высокой хлоридности накопленных здесь легкорастворимых солей, часто в высоком содержании нитратов, а также в очень большом накоплении Na и Mg (табл. 28).

Грунты и почвы остаточного засоления (на выходах древних солеиосных пород) в этой области долго сохраняют свою солеиосность, так как процессы рассоления протекают крайне медленно (например, светлые сероземы Туркмении, почвы Бэровских бугров в Прикаспии).

При орошении почв области пустынь часто развивается вторичное засоление, причем степень и пространственное развитие вторичного засо-

ления обычно достигают в сравнении с другими областями максимального выражения.

Прилегающий к пустыням пояс полупустынь и сухих степей характеризуется также резко выраженным континентальным климатом. Для этого климата характерно, хотя и в значительно ослабленной по сравнению с пустынями степени, ограниченное количество атмосферных осадков (200—300 мм), высокая температура, сухость и высокая испаряющая способность (1000—1500 мм в год), особенно в период с мая по сентябрь, когда интенсивно протекающие процессы испарения наземных, почвенных и грунтовых вод способствуют заметному соленакоплению (табл. 27).

Процессы соленакопления здесь, как и вообще, проявляются лишь в таких геоморфологических и гидрогеологических условиях, которые обеспечивают приближение грунтовых вод к дневной поверхности на глубину по крайней мере 1,5—2,5 м: I, II террасы и дельты рек, впадающих в Черное и Азовское моря в пределах Южноукраинских степей, нижние террасы рек Поволжья, Северного Кавказа, Чкаловской области и ряда районов Центрального Казахстана. Все остальные геоморфологические районы этих областей: III, IV древние террасы, склоны водоразделов и водораздельные равнины процессами современного соленакопления не охвачены.

Пространственное выражение процессов соленакопления в области полупустынь и сухих степей значительно меньше, чем в области пустынь. Количественное выражение процессов соленакопления здесь также ослаблено, хотя еще и велико. Максимальная концентрация солей в соленых озерных водах достигает еще 350 г/л, в плесах рек замедленного течения к концу лета часто наблюдается также повышенное содержание солей —до 10—30 г/л (рр. М. и Б. Узени, Эмба). Наибольшая минерализация грунтовых вод обнаруживается под солончаками, но концентрация солей обычно не превышает 100—150 г/л, оставаясь чаще равной 10—15—30 г/л. В грунтах солончаковых почв сумма солей в среднем редко превышает 1—1,5%, а в верхних, наиболее засоленных солончаковых горизонтах достигает не более 5—8%. Формы пухлых солончаков с мощным до 15—20 см — соляным горизонтом здесь отсутствуют вообще, как не встречаются также и сплошные пространства солончаков, свойственные области пустынь.

Явления вторичного засоления орошаемых территорий полупустынь и сухих степей, как свидетельствуют примеры Поволжья и Северного Кавказа, а также Казахстана, никогда не достигают таких катастрофических размеров, которые характерны для орошаемых районов пустынь (Фергана, Голодная Степь, Закавказье), хотя встречаются еще часто.

Соответственно резкому уменьшению количественного выражения процесса соленакопления здесь выявляется ряд качественных особенностей, отличающих соленакопление полупустынь и сухих степей от соленакопления в пустынях. Как правило, нитратные солончаки, характерные для экстрааридных пустынь, здесь отсутствуют. В составе солей первое место занимают сульфаты Na, преобладающие над хлоридами; обычно также широкое участие в засоленных почвах гипса.

Эти закономерности: уменьшение степени засоления, исчезновение нитратных солончаков, уменьшение в составе солей хлоридов и относительное увеличение доли сульфатов усиливаются по мере общего смягчения климата районов, уменьшения сухости и увеличения степени увлажнения в направлении к северу и западу.

Механизм относительного и абсолютного обогащения грунтов и грунтовых вод сульфатами обязан выпадению их из раствора и задержке их при пониженных температурах в период осенне-зимнего выщелачивания солей. Хлориды в этих условиях вымываются беспрепятственно.

Летом, в период господства процессов испарения почвенно-грунтовых вод над их стоком, легкорастворимые соли, т. е. в равной степени и хлориды и сульфаты, аккумулируются в верхних солончаковых горизонтах. В холодное же и влажное время года, когда водный баланс почвы характеризуется преобладанием фильтрации и оттоком почвенно-грунтовых вод, выносятся хлориды, а сульфаты Na остаются вследствие низких температур в твердой фазе, из года в год накопляясь в почве. Лишь позже, с теплыми весенне-летними водами растворы Na_2SO_4 частично возвращаются в грунтовые воды.

В области степей и лесостепей еще имеют место отголоски влияния климата пустынь и полупустынь, проявляющиеся в летние, наиболее жаркие и сухие периоды года. Несмотря на кратковременность этих периодов, вследствие свойственной подобным, расположенным глубоко в центре материков областям континентальности, в это время господствуют высокие температуры и сухость воздуха и отсюда достаточно высокая испаряемость (800—1000 мм в год).

Соответственно в тех геоморфологических условиях, где гидрогеология и обстановка водного режима способствуют приближению грунтовых вод к поверхности, водный режим почв этих районов в течение краткого летнего периода регулируется факторами испарения. И хотя на протяжении большей части времени года в этих районах преобладают процессы нисходящего движения почвенных вод и отток грунтовых вод, что определяет в суммарном виде господство процессов рассоления над процессами засоления, летний жаркий период сопровождается довольно заметным соленакоплением и развитием местных форм специфических солончаков.

С явлениями подобного соленакопления и образования засоленных почв мы сталкиваемся на нижних террасах рек черноземных степей Венгрии (Дунай и Тисса), Молдавской и Украинской ССР (террасы Днепра, Днестра), центрально-черноземных районов РСФСР, на нижних террасах Дона в его среднем и верхнем течении, на нижних террасах рек Среднего Заволжья (бассейн р. Самарки), в недренированных и слабодренированных районах огромной Западно-Сибирской низменности (Кулундинская и Барабинская степи), в ряде районов Восточной Сибири и даже на нижней террасе р. Лены в Якутии.

Засоленные почвы и солончаки распространены здесь спорадическими ограниченными пятнами среди луговых и черноземовидных почв в специфических условиях мезорельефа — в различных впадинах и пониже-

ниях. Суммарная площадь солончаковых почв в общей поверхности этих обширных областей невелика. Вторичное засоление почв орошаемых районов встречается редко. Большая часть поверхности территории степей и лесостепей охвачена процессами рассоления. Однако концентрация легкорастворимых солей в водах степных рек еще может достигать 3—7 г/л; в реках лесостепей концентрация солей не превышает 0,5—1 г/л. В озерных замкнутых водоемах мы сталкиваемся здесь с еще довольно высокой минерализацией, порядка 100—250 г/л для степей и 10—100 г/л для лесостепей. Но эти случаи редки и приурочены лишь к особо континентальным районам Западно-Сибирской низменности.

Грунтовые воды под солончаками имеют минерализацию порядка 10—30 г/л и не выше 50—100 г/л.

Грунты и почвы содержат небольшое количество легкорастворимых солей и даже в случае солончаков в верхнем, наиболее засоленном слое — 3—5 см — сумма легкорастворимых солей редко достигает 2—3% (табл. 28).

Но особенно интересны качественные изменения в составе легкорастворимых солей, аккумулирующихся в водах и грунтах этих областей. В составе солей почти совершенно отсутствуют нитраты, обычно мало хлоридов, особенно в наиболее северных районах и районах, смягченных влиянием морского климата (Кубань, Дунай, Тисса). Основной фон солей представлен сульфатами, карбонатами и бикарбонатами Na. Нитраты и хлориды в больших количествах отсутствуют, вследствие господства общих процессов рассоления. Относительное накопление сульфатов и карбонатов Na обязано задержке их выноса в холодные влажные периоды года после летнего соленакопления.

Аккумулируясь в солончаковых горизонтах в летнее время, когда испарение господствует в водном режиме, и достигая при этом высоких концентраций, сульфаты и карбонаты Na в последующее холодное время года выпадают в твердую фазу и не затрагиваются выщелачиванием холодными водами атмосферных осадков и тающих снегов, при котором нитраты, хлориды и сульфаты Mg свободно выносятся. В итоге происходит постепенное отделение сульфатов и соды от других легкорастворимых солей и накопление их в почвах, грунтах и грунтовых водах.

Этот процесс ведет к развитию свойственного для пояса степи и лесостепи щелочного содового или содово-сульфатного типа засоления, характеризующегося образованием в благоприятных условиях мезо- и микрорельефа содовых солончаков и содовых солонцов.

Накопление и циркуляция свободных растворов соды в почвенно-грунтовых водах, естественно, предопределяет исчезновение из грунтов и растворов гипса, который под воздействием растворов соды переходит в углекислый Ca. Высокощелочная среда вместе с тем способствует сильному диспергированию коллоидов, а также постоянному нахождению в почвенных и грунтовых водах гуматов и силикатов Na. Все это вместе взятое сообщает почвам и грунтам высокую глинистость, склонность к набуханию, вязкость и бесструктурность.

Подводя итоги рассмотрению значения фактора климата в современном распределении и проявлении процессов соленакопления, необходимо отметить следующие общие закономерности (табл. 28).

а) Наиболее типичные и резко выраженные явления соленакопления приурочены к областям экстрааридного континентального климата пустынь, где формируются озерные, почвенные и грунтовые воды максимальной минерализации (до 350—450 г/л) и где в составе солей особенно высокую роль играют хлориды, а также участвуют нитраты.

б) В ослабленной форме процессы соленакопления характерны также и для остальных районов континентального сухого и жаркого климата полупустынь, степей и лесостепи.

в) По мере уменьшения степени сухости и континентальности климата в направлении к северу Евразии и к областям, характеризующимся влажным морским климатом, проявление процессов соленакопления уменьшается как в отношении площадей, охваченных засолением, так и в форме последовательного выпадения из состава накопляющихся в почвах солей нитратов, затем нитратов и хлоридов и в наиболее северных и влажных областях — нитратов, хлоридов, сульфатов с относительным и абсолютным увеличением роли сульфатов Na, бикарбонатов и карбонатов щелочей.

г) Соответственно в направлении от области экстрааридных пустынь к влажным и умеренным поясам запада, севера и востока Евразии устанавливается последовательная смена типов соленакопления: нитратно-сульфатно-хлоридный сменяется сульфатно-хлоридным, который затем сменяется хлоридно-сульфатным, сменяющимся в свою очередь содово-сульфатным и чисто содовым, с участием силикатов щелочей.

Таблица 28

Особенности процессов соленакопления в зависимости от природных условий

Условия	Наивысшие степени минерализации вод в г/л			Макс. колич. легкораств. солей в верхн. горизонтах солончак. в %	Характерные соли в солончаках	Вторичное засоление при орошении
	речных	грунтовых	сол озер			
Пустынь .	20—90	200—220	350—450	15—25	$NaCl$ $NaNO_3$ $MgCl_2$ $MgSO_4$ $CaSO_4$	Широко распространено
Полупустынь . .	10—30	100—150	300—350	5—8	$NaCl$ Na_2SO_4 $CaSO_4$ $MgSO_4$	Часто встречается
Степей . .	3—7	50—100	100—250	2—3	Na_2SO_4 $NaCl$ Na_2CO_3	Редко встречается
Лесостепей	0,5—1,0	1—3	10—100	0,5—1,0	Na_2CO_3 Na_2SO_4 Na_2SiO_3	Неизвестно

2. Приуроченность засоленных почв к аккумулятивным областям и понижениям рельефа

Засоленные почвы в каждой из рассмотренных климатических областей соленакопления занимают всегда территории определенного геоморфологического типа и рельефа. Не говоря о пространствах горных, в которых явления соленакопления не выражены (кроме случаев остаточного засоления), предгорные и подгорные равнины, водораздельные равнины междуречий, высокие древние речные террасы (IV, III) обычно характеризуются даже в условиях климата пустынь господством рассоления, выносом легкорастворимых солей и отсутствием в связи с этим засоленных почв (исключая, конечно, выхода на дневную поверхность соленосных древних пород, являющихся субстратом местного почвообразования, как например на Бэровских буграх, на Усть-Урте).

Для того чтобы значение сухости и континентальности климата проявилось в развитии современного засоления, необходимы специфические условия геоморфологии и рельефа, обеспечивающие близость грунтовых вод к поверхности и подавляющее преобладание испарения почвенно-грунтовых вод над их оттоком.

В условиях элювиального рельефа, где преобладает вынос и где грунтовые воды расположены глубоко, они не в состоянии уже принимать участие в почвообразовательных процессах, перестают расходоваться на испарение и транспирацию и водный баланс территории здесь неизбежно складывается в сторону преобладания значения факторов стока и выноса. Поэтому наиболее общим и обязательным условием образования засоленных почв в том или ином поясе жаркого, сухого континентального климата является наличие аккумулятивных типов поверхности (низменности и нижние террасы, дельты рек, террасы озер) и в их пределах — отрицательных форм макро- и мезорельефа.

а) Внутриматериковые впадины орорельефа

На примере областей распространения засоленных почв нашего материка можно видеть, что в орографическом отношении центры современного соленакопления представляют собой пониженные территории, окруженные в большей или меньшей степени горными сооружениями. Эти последние являются водосборным и солесборным бассейном, в пределах которого при выветривании, почвообразовании и жизнедеятельности организмов мобилизуются растворы солей. Мигрируя с водами наземного и подземного стока, растворы солей движутся по поверхности бассейна в бессточную ванну, накопляясь в последней вследствие испарения приходящих растворов.

Классическим примером подобных орографических условий является Центральный Иран. Колоссальные пространства солончаков Центрального Ирана, раскинувшиеся на площади до 55 000 км², поперечник которой превышает поперечник Каспия (400 км), окружены грандиозными горными цепями системы Загрос с юга, Эльбруса с севера и отрогами Гинду-

куша с востока, замыкающими полностью центрально-иранские солончаковые депрессии Большой Кевир, Мазилье, Намаксар, Дешт-е-Лут.

Несмотря на крайнюю аридность районов Центрального Ирана, процессы современного соленакопления здесь установлены только в областях аккумулятивного рельефа и отсутствуют на склонах гор, в предгорных равнинах и на повышенных водоразделах, разделяющих солончаковые депрессии.

Другим примером такого же соотношения между современными областями соленакопления и их орографическими условиями является обширная Западносибирская низменность, включающая Кулундинскую и Барабинскую степи, с их лугово-черноземными почвами, содовыми и содово-сульфатными солончаками и солеными озерами.

Как показывает рис. 7, здесь также область современного соленакопления окружена склонами и горными цепями Алтая, Урала, Среднесибирского плоскогорья, Саян и Казахской складчатой страной.

В сущности, те же условия соотношения орографии и центров современного соленакопления мы находим в пределах Туранской (Туркестанской) низменности, окруженной горными цепями системы Тянь-шань, Памиро-Алай, Копет-даг с востока, юга и юго-запада, Казахской складчатой страной, Усть-Уртом, Мангышлаком с севера, северо-востока и северо-запада.

В той или иной степени эта закономерность проявляется и в других районах современного соленакопления: в Закавказье (Кура-Араксинская низменность, окруженная горными цепями и склонами Малого и Большого Кавказа), Венгрии (низменность Тиссы и Дуная, окруженная Карпатами и Балканами), Якутии (впадина, окруженная Среднесибирским плоскогорьем, Олекмо-Витимским нагорьем, Верхоянским и Становым хребтом).

Данная закономерность является общей и для других материков, как это показывает пример Калахари в Южной Африке, Чили в Америке.

б) Левобережные части аллювиальных равнин и нижних террас

Необходимо отметить еще одну важную общую закономерность — тяготение районов современного соленакопления и широкого развития засоленных почв преимущественно к левобережным частям великих аллювиальных равнин в пределах их I и II террас. Это прослеживается на примере буквально всех речных долин юга СССР, начиная с Днепра и Дона и кончая Волгой, Сыр-Дарьей, Аму-Дарьей в различных частях их течения.

Есть все основания считать, что приуроченность современных процессов соленакопления к левобережным частям речных равнин является общей закономерностью, свойственной и другим материкам. Конечно, нередки случаи образования засоленных почв и в других условиях, но проявление засоления не достигает размеров, свойственных левобережным районам.

Изучая современное распределение районов засоленных почв в пределах террас и дельт рек, можно обнаружить еще одну чрезвычайно существенную закономерность. Районы современного соленакопления, формирующиеся на левобережных частях великих аллювиальных равнин, обычно в той или иной степени обусловлены образованием на левобережных частях долин рек тектонических или останцевых барьеров и перемычек, затрудняющих сток речных вод и подпирающих, а иногда полностью замыкающих выход грунтовому потоку долины.

В различных вариациях и проявлениях эта закономерность прослеживается на примере долин рр. Аму-Дарьи, Сыр-Дарьи, Аракса, Вахша и других, и несомненно является также общей и свойственной другим районам современного соленакопления в пределах аллювиальных равнин.

в) Значение макро- и мезорельефа

Однако и в пределах аллювиальных равнин, дельт, приморских и приозерных террас процессы соленакопления захватывают не сплошные пространства, а приурочены, главным образом, к отрицательным формам макро- и мезорельефа — различного рода древнерусловым депрессиям, высыхающим речным старицам и озерно-болотным впадинам, ильменям, лиманам, котловинам выдувания, понижениям между гривами, чашам, чалам и т. д.

Приуроченность современных солончаковых массивов к этим отрицательным формам макро- и мезорельефа является условием возможности проявления современного солончакового процесса: близость грунтовых вод к дневной поверхности, боковой приток их со стороны и расходование грунтовых вод в пределах этого элемента поверхности в основном на испарение с неизбежно вытекающим отсюда соленакоплением.

Обратимся ли мы к районам засоленных почв в Якутии, мы встретим содовые или содово-сульфатные солончаки на древних террасах Лены в остаточно-эрозионных депрессиях, так называемых аласах. Будем ли мы изучать распределение засоленных почв Западной Сибири, мы увидим четковидное расположение солончаковых пространств по всей линии отмершей гидрографической сети и соляных озер. Посмотрим ли мы расположение современных солончаковых массивов в Заволжье в пределах Волго-Ахтубинской поймы или же Каспийской низменности (соляные грязи Хаки) и дельты р. Волги, мы найдем современные солончаковые пространства в древних отмерших протоках стариц Волги, ильменях, лиманах. Проследим ли мы распространение засоленных почв в Голодной Степи, Фергане или Бухарской области, мы всюду и здесь увидим приуроченность современных солончаковых массивов к древнерусловым депрессиям, оставленным блуждавшими в пределах аллювиальной равнины рр. Сыр-Дарьей, Аму-Дарьей, Зеравшаном (Сары-суйская впадина в Фергане, Шурузякская и Сардобинская впадины в Голодной Степи, Каралангская впадина в долине р. Вахш и т. д.).

Эта закономерность иллюстрируется рядом профилей и карт, показанных на рис. 2 и 3.

Вторичное засоление, как показывают примеры долины р. Вахш, Голодной Степи, Ферганы, Бухары, также в наиболее резкой форме при-

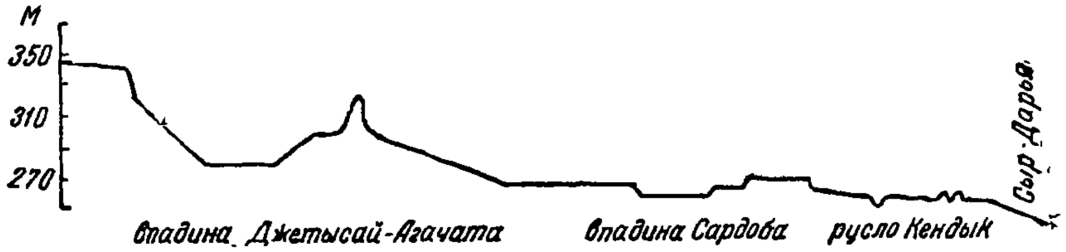


Рис. 2. Приуроченность современных центров засоления к древнерусловым впадинам Голодной Степи.

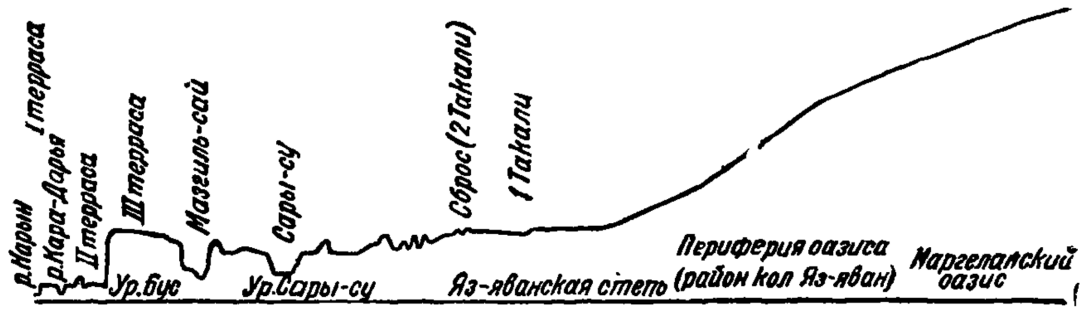


Рис. 3. Приуроченность современных центров засоления к древнерусловым впадинам Ферганской долины.

урочено к отрицательным формам макрорельефа, не всегда заметным наглаз различного рода впадинам, остаточным древнерусловым депрессиям. Причина этого заключается в том, что подъем грунтовых вод к поверхности после орошения в наиболее резкой форме сказывается в пределах отрицательных форм рельефа, которые, кроме того, используются для сбросных вод.

Ниже в табл. 29 приводятся аналитические данные, иллюстрирующие соленакопление в древнерусловых депрессиях и во впадинах макрорельефа, в отличие от приподнятых пространств.

Столь же тесная связь существует между процессами соленакопления и отрицательными формами мезорельефа — различного рода небольшими впадинами, чашами, понижениями и т. д. Здесь каждые 50—100 см разницы в высоте элементов мезорельефа создают решающие различия в водно-солевом режиме почв. Понижения мезорельефа (чаши, чалы, шоры), имея более близкие к поверхности грунтовые воды, засоляются быстрее и интенсивнее, в то время как повышенные элементы мезорельефа — гривы, гряды, холмы и др., вследствие большей глубины залегания грунтовых вод, не засоляются или засоляются лишь в слабой степени. Большую роль при этом играют различия в механическом составе этих элементов мезорельефа. Обычно мезорельефные впадины, являясь в прошлом русло-

Таблица 29

Зависимость соленакопления в грунтовых водах от макрорельефа (в г/л)

Местоположение и геоморфологич. условия	Глубина от поверхн. в м	Сумма солей	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na+K	Материалы
Голодная Степь								
Сероземно-лёссовая равнина . .	10—15	до 10—20	4—10	4—7	0,3—1	0,1—1	1—15	Спиридонов
Древнерусловые депрессии . . .	2—7	до 50—95	25—60	5—20	1—4	1,0—1,5	10—20	Ковда
Каспийская низменность								
Солонцовая степь	7—10	до 6—10	2—6	2—4	0,1—1	0,2—0,5	1—3	Ковда
Древние русла Волги (сол. грязи «Хаки», «Ботхул»)	1—2	до 100—200	40—80	5—10	1—2	1—12	20—30	»
Долина р. Вахш								
Равнина III террасы	1—6	до 1—10	0,2—1,5	0,3—3,5	0,1—0,3	0,03—0,08	—	Керзум
Впадина Караланг	0—2	до30—100	10—40	2—15	1—1,5	0,3—0,6	—	Грабовская

выми депрессиями, озерными или озерно-болотными понижениями, выполнены преимущественно суглинистыми или глинистыми отложениями. Повышенные формы мезорельефа и равнинные пространства, как правило, при этом сложены легкосуглинистым материалом и во многих случаях пылевато- и супесчано-суглинистым (гривы, гряды, холмы). Это создает дополнительные предпосылки к различиям водносолевого режима почв впадин и повышений, что ведет к преимущественному соленакоплению в грунтах, почвах и грунтовых водах впадин (табл. 30).

Особенно сильно сказывается разница в соленакоплении на минерализации грунтовых вод. В наиболее крайних условиях отрицательные формы мезорельефа заняты так называемыми шорами (мокрые солончаки, соленые грязи), типичными для Средней Азии, Прикаспия и Закавказья. В шорах грунтовые воды приобретают особенно высокую минерализацию и хлоридность. Повышения же, разделяющие шоры и приподнятые лишь на 1—3 м, всегда имеют менее засоленные воды и почвы (табл. 30а).

Вторичное засоление почв также чрезвычайно тесно привязано к отрицательным элементам мезорельефа. Так, в орошенной части Голодной Степи широко распространены слабо выраженные обширные понижения бессточного и полусточного характера, разделенные повышениями, приподнятыми на 1—2 м.

Таблица 30

Зависимость степени засоления почв от мезорельефа в Голодной Степи (в %)

Местоположение	Глубина в см	Сухой остаток	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na+K
Р. №. 67. Джеты-Сай в 10—11 км к югу от г. Мирзачуль; округлая солончаковая впадина, сложенная глинистым и суглинистым слоистым аллювием	0—0,5	28,16	14,05	2,16	0,55	0,12	9,29
	0,5—4,5	18,96	9,28	1,84	0,38	0,15	6,18
	4,5—5	5,36	1,90	1,22	0,25	0,10	1,34
	5—17	3,05	0,89	1,00	0,25	0,03	0,70
	17—29	2,69	0,69	0,94	0,25	0,03	0,56
	29—38	1,26	0,43	0,35	0,06	0,02	0,35
Р. №. 68. Заложен метрах в 100 от № 67 на повышении, окружающем впадину и сложенном тонкослоистым легким суглинком. Превышение над впадиной 2,5 м	0—3	0,15	0,01	0,03	0,003	0,005	0,02
	3—7	0,26	0,08	0,04	0,01	0,01	0,05
	14—25	0,51	0,17	0,12	0,005	0,01	0,16
	25—35	1,21	0,19	0,55	0,04	0,02	0,31
	35—40	1,93	0,22	1,00	0,12	0,02	0,44

Таблица 30а

Влияние мезорельефа на накопление солей в грунтовых водах (Голодная Степь)

Элементы мезорельефа	Плотный остаток, г/л	$Cl:SO_4$
Терраса р. Сыр-Дарьи		
Шоры	До 20—30	5—7—10
Повышения между шорами . .	До 7—12	1—2
Депрессия Арна-сай		
Шоры	До 150—160	0,9—1,00
Повышения между шорами .	До 40—50	0,2—0,31

Грунтовые воды в подобных чашевидных низинах лежат на 1—1, 5 м ближе к поверхности, чем на холмах, разделяющих чаши. Обычно вторично-солончаковые массивы Голодной Степи приурочены к днищам и нижним частям склонов подобных чашевидных низин (рис. 4).

В резкой форме явление приуроченности современных центров вторичного засоления к отрицательным элементам мезорельефа обнаруживается в долине р. Вахш. Здесь вторично-солончаковые пространства и высокоминерализованные грунтовые воды закономерно приурочены к нижним частям склонов и днищам глубоких и обширных чашевидных впадин, образующихся вследствие длительной ирригации.

Верхние части склонов чаши и водораздельные повышения между ними, сложенные породами более легкого механического состава, не носят каких-либо признаков засоления и характеризуются пресными грунтовыми водами (рис. 5).

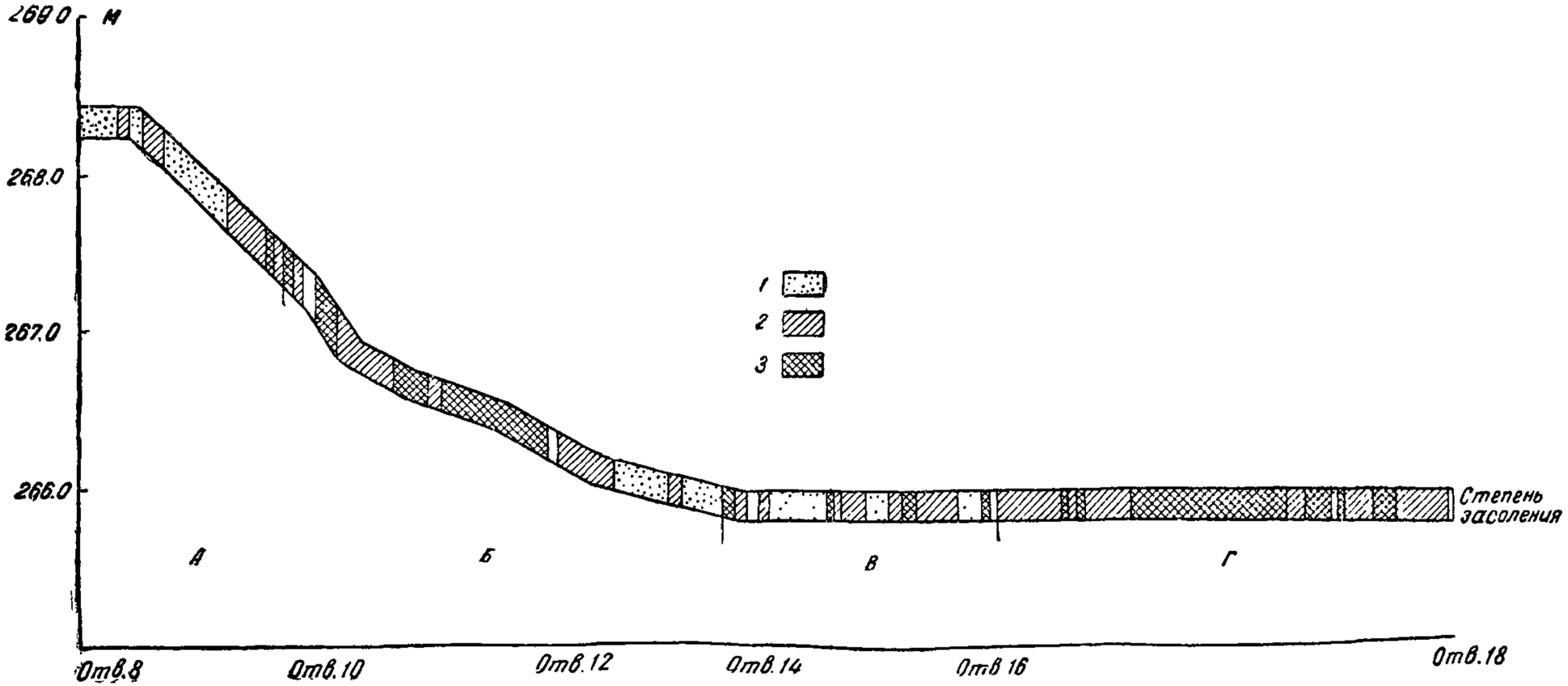


Рис. 4. Приуроченность районов вторичного засоления почв к чашевидным депрессиям в Голодной Степи.

Условные обозначения:

I. Элементы мезорельефа

А—холмообразные повышения с покатыми склонами; Б—покато-пологие и полого-покатые склоны; В—слабонаклонные равнины; Г—замкнутые понижения

II. Группы почв по степени вторичной засоленности

1 — слабозасоленные, незасоленные и рассоляющиеся; *2* — среднезасоленные; *3* — сильнозасоленные.

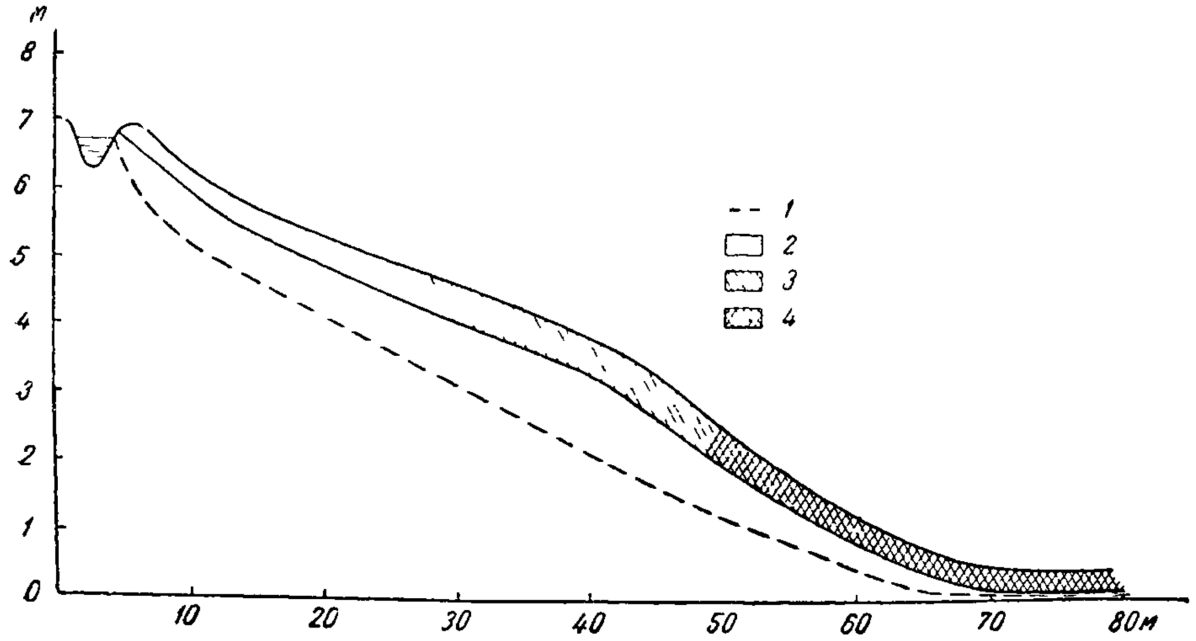


Рис. 5. Приуроченность районов вторичного засоления почв к чашевидным депрессиям в долине р. Вахш.

Условные обозначения:
1 — уровень грунтовых вод; *2* — незасоленные почвы; *3* — слабо- и среднезасоленные почвы; *4* — солончаки.

г) Значение микрорельефа

Столь же велика в процессах современного засоления и роль микрорельефа. Уже давно установлена исследованиями Н. А. Димо, Б. А. Келлера, С. С. Неуструева, Б. Б. Полынова приуроченность современных солончаковых почв и солончаков к повышениям микрорельефа. Обязано это как горизонтальному, так и вертикальному перемещению растворов солей в направлении к повышенным точкам поверхности, являющимся очагами более быстрого просыхания и испарения. На участках повышений микрорельефа обнаруживают аккумуляцию не только карбонаты, хлориды и сульфаты Na и Mg, но также и гипс. При ничтожной разнице от дельных элементов микрорельефа по высоте в 10—20 см на расстоянии каких-либо 25—50 м разница в солевом режиме достигает настолько больших степеней, что формируются совершенно различные почвы; при этом разница в соленакоплении в резко выраженной форме проявляется также и на грунтовых водах (табл. 31).

Наши исследования на орошаемых почвах Голодной Степи показали, что на повышениях микрорельефа под солончаковыми пятнами минерализация грунтовых вод достигает 15—20 г/л, а на понижениях микрорельефа, занятых, как правило, незасоленными почвами, грунтовые воды имеют минерализацию 5—8 г/л.

Таким образом влияние микрорельефа на соленакопление проявляется не только в верхних горизонтах почвы, но охватывает всю толщу породы и грунтовые воды (табл. 31).

Орошаемое земледелие давно установило необходимость систематических планировок и выравнивания поверхности полей для обеспечения равномерного увлажнения и просыхания поверхности.

Таблица 31

Влияние микрорельефа на засоление почв

Местоположение	Глубина в см	Сухой остаток	Cl	SO_4	Mg	Na+K	Гипс	$CaCO_3$
Центральная Фергана								
Перелог № 4. Ровная поверхность, солончаковая почва	0—1	2,2	0,01	1,4	0,02	0,06	1,3	8,0
	1—3	1,2	0,01	0,7	0,01	0,3	0,7	6,6
	3—7	2,7	0,02	1,7	0,01	0,6	2,2	5,6
	7—10	2,7	0,01	1,7	0,01	0,6	3,8	6,5
	10—20	7,1	0,09	4,5	0,03	2,0	5,1	6,7
	37—60	3,7	0,23	2,1	0,19	0,5	14,1	6,5
	87—110	1,7	0,04	1,1	0,08	0,1	12,9	7,9
	Грунт. вода 110 см; г/л	24,4	1,2	14,0	0,6	2,7		
№ 3. Слабо выраженное повышение в 20—30 м от разреза № 4, солончак пухлый	0—1	4,7	0,01	3,0	0,01	1,2	4,3	11,1
	1—8	5,5	0,14	3,4	0,03	1,4	9,0	8,9
	8—15	7,8	0,11	4,9	0,05	2,1	14,2	6,0
	35—65	4,9	0,41	2,6	0,28	0,7	4,9	10,3
	150—170	2,8	0,20	1,6	0,11	0,4	21,3	13,6
	Грунт. вода 146 см; г/л	95,6	9,4	48,8	5,3	14,7		

В последнее десятилетие требование уничтожения «забугренности» орошаемых полей путем планировок как профилактическая и мелиоративная мера борьбы с вторичным засолением вошло в правительственные инструкции по освоению и использованию земель в орошаемом земледелии.

д) Значение гребней и неровностей на поле

Наконец, отметим значение в процессах современного засоления тех неровностей поверхности поля, которые создаются уже при его обработке. Наибольшее значение при этом имеют гребни и борозды, которые нарезаются на хлопковых и свекловичных полях для полива и при культивации. После каждого очередного полива соли устремляются к гребням, разделяющим соседние борозды. К концу вегетационного периода на засоленных почвах почти вся поверхность гребня пропитывается солями и покрывается их коркой.

Таблица 32

Влияние гребней и борозд на соленакопление в почвах (анализы Г. Кадер). Совхоз Пахта-Арал (%/м-экв)

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разности
0—5, гребень	1,54	**0,02**	**0,20**	**0,78**	**0,01**	**0,12**	**0,02**	**0,01**	**0,33**
		0,38	5,57	16,20	0,14	6,15	1,38	0,20	14,56
0—5, дно борозды	0,84	**0,03**	**0,08**	**0,45**	**0,001**	**0,12**	**0,04**	**0,005**	**0,06**
		0,51	2,17	9,47	0,03	6,15	3,27	0,12	2,64

Химический анализ обнаруживает, что на гребнях скопляется в 2—3 раза больше легкорастворимых солей и особенно хлоридов и нитратов, чем рядом же в нескольких сантиметрах на дне борозды (табл. 32).

Это, естественно, очень неблагоприятно отзывается на состоянии и урожае растений, которые обычно располагаются как-раз на гребнях. Причиной соленакопления на гребнях между бороздами является выщелачивание солей в бороздах при поливах и перемещение с капиллярной влагой к гребням (рис. 6).

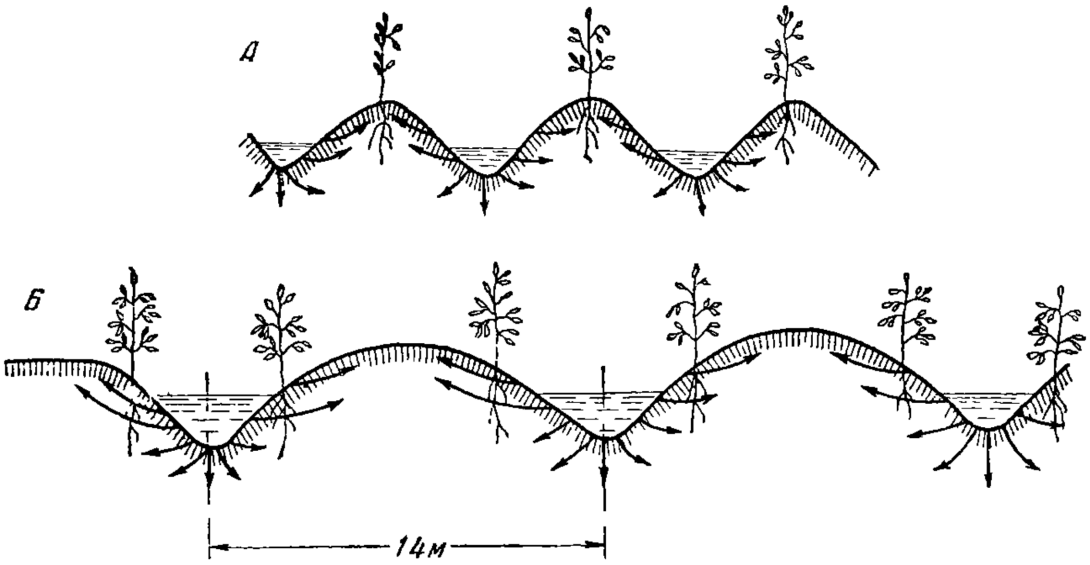


Рис. 6. Схема движения и накопления солей на гребнях борозд в листерных грядах:

А — при поливе по бороздам на засоленных почвах; *Б* — при листерной культуре.

Сходные процессы возникают при промывках солончаков, когда на валиках, окаймляющих промывные делянки (так называемые «палы») и не затопляемых в момент промывок, скопляются большие количества солей.

Перемещение солей к вершинам гребней между поливными бороздами может быть, однако, использовано в интересах сохранения урожая растений на засоленных почвах. При ручном посеве хлопчатника на засоленных почвах в Фергане это достигается путем поделки глубоких борозд (до 25 см) и высева семян хлопчатника не на гребень между бороздами, а в середину ската гребня, примерно туда, где происходит смачивание почвы поливной водой, пропускаемой по борозде. Растения остаются в опресненной части гребня, а соли уходят на верх гребня.

При машинной обработке и посеве этот же эффект достигается листерной культурой хлопчатника, испытанной агрономом Грубниченко на почвах совхоза Пахта-Арал в 1939—40 г. Особенностью этой культуры является нарезка глубоких — до 35 см — борозд через 1,4 м (вдвое реже обычного) с посевом в момент нарезки борозд семян хлопчатника не на вершинах грядок-гребней, а на их скатах к бороздам по обе стороны гребня. В итоге в период вегетации и поливов хлопчатника соли накопляются в верхней части грядки, а растения развиваются на опресняемой поливами части ска-

та к борозде (рис. 6). При подобной технике культуры и полива хлопчатника удается с успехом использовать почвы с пятнистым засолением, не допуская выпадения хлопчатника на солончаковых пятнах. Конечно, при сплошном засолении на большую толщу почвы этот способ не даст результатов и его необходимо применять лишь с учетом условий почвенного покрова.

3. Схема распределения засоленных почв на территории СССР

Еще в работах Димо (1912) и позже Виленского (1924) было показано, что распространение засоленных почв на территории Советского Союза подчинено известной закономерности. Самые южные, наиболее жаркие и сухие районы Советского Союза имеют засоленные почвы сульфатно-хлоридного засоления. Севернее развиваются почвы хлоридно-сульфатного засоления. Еще севернее, в районах черноземных почв, встречаются солончаки и солонцы содового засоления.

Исследования последних лет хотя и подтвердили правильность этой схемы, но позволили подойти к некоторому уточнению наших представлений о распространении засоленных почв на территории СССР.

Ареал распространения засоленных почв охватывает обширные территории от Якутии до пустынь Средней Азии. На этой огромной территории возможно выделить самостоятельные «провинции соленакопления» и подчиненные им «области соленакопления», характеризующиеся общностью происхождения, физико-географических условий и химизма.

В понятие «провинция соленакопления» следует вложить представление об обширной территории, отличающейся более или менее сходными климатическими условиями, что предопределяет в случае развития процессов соленакопления образование минерализованных грунтовых вод и засоленных почв определенного устойчивого состава солей.

В понятие «область соленакопления» вкладывается более узкое представление. Границы той или иной области определяются основными геоморфологическими рубежами местности и до известной степени совпадают с водосборным и солесборным бассейном этой территории.

Местные геологические и гидрогеологические условия в рамках одной и той же провинции соленакопления обусловливают возникновение подчиненных особенностей и отличий, имеющих существенное хозяйственное значение. Для территории СССР и ближайших смежных стран нами выделены следующие провинции соленакопления: провинция хлоридного соленакопления; провинция сульфатно-хлоридного соленакопления; провинция хлоридно-сульфатного соленакопления; провинция сульфатно-содового соленакопления.

а) Провинция хлоридного соленакопления

К провинции хлоридного соленакопления необходимо отнести Иранскую и Прикаспийскую области. Для обеих областей характерно широкое развитие солянокупольных структур и по-

давляющее преобладание в составе солей хлоридов над сульфатами. Не исключено, что число областей хлоридного соленакопления будет увеличено при более подробном изучении Центральной Азии.

Прикаспийская область охватывает территорию Кура-Араксинской и Терско-Сулакской низменностей, низовья Волго-Урало-Эмбинского междуречья, юго-западную низменную часть Туркмении и низовья рр. Атрек и Горган в Иране.

Геоморфологически Прикаспийская область соленакопления является сложным сочетанием дельт крупных рек и приморских равнин, образованных многократными трансгрессиями Каспия. Эта область характеризуется подавляющим преобладанием хлоридов натрия и магния над сульфатами, зачастую повышенным участием в составе солей боратов, а также широкой склонностью почв к солонцеватости и образованию такыров. Накопление нитратов здесь редко.

Иранская область характеризуется повсеместным широким преобладанием хлоридов натрия над другими солями, высокой гипсоносностью грунтов и случаями частого накопления нитратов. Иранская область соленакопления совпадает геоморфологически с обширными бессточными впадинами Центрально-Иранского нагорья, расположенного в области экстрааридного климата (Большой Кевир, Дешт-е-Лут). Отсутствие более детальных данных не позволяет нам охарактеризовать эту исключительно интересную область современного соленакопления.

б) Провинция сульфатно-хлоридного соленакопления

К провинции сульфатно-хлоридного соленакопления в настоящее время можно отнести следующие области: Туранскую, Причерноморскую, Балхаш-Зайсанскую и ряд других более мелких территорий (Маныч, среднее течение Куры). Очевидно и в этой провинции число областей может быть расширено за счет малоизученных районов соленакопления в Азии.

Туранская область охватывает обширную территорию Туранской низменности и включает районы засоления на террасах и дельтах Сыр-Дарьи, Аму-Дарьи (Чарджоу), в долине р. Вахш, в низовьях рр. Мургаб и Теджен, Голодностепскую равнину, Ширабадский оазис.

Для Туранской области характерно господство чисто континентальных условий соленакопления, а также многовековое воздействие на процессы засоления и рассоления со стороны орошаемого земледелия.

В неорошаемых целинных условиях в засоленных почвах области обычно участие нитратов калия и натрия, образующих зачастую нитратно-сульфатно-хлоридные солончаки. Соотношение хлоридов и сульфатов в составе солей подвержено существенным колебаниям, но в большинстве случаев хлориды преобладают.

Для Голодной Степи характерно небольшое преобладание хлоридов над сульфатами натрия или равенство их содержания.

Для засоленных почв долины р. Вахш типично уже отчетливое преобладание хлоридов над сульфатами и зачастую участие нитратов в образовании неорошаемых засоленных почв.

Дельта Сыр-Дарьи также отличается высоким содержанием хлоридов натрия, превышающих содержание сульфатов, а также широким развитием нитратных солончаков (район Казалинска).

Для всей Туранской области характерна высокая гипсоносность грунтов и почв.

Явления солонцеватости и такыровидности имеют ограниченное распространение, преимущественно на древних террасах низовьев Сыр-Дарьи, Аму-Дарьи, Мургаба.

Причерноморская область охватывает низовья рр. Кубани и Дона, побережье Сиваша и черноморских лиманов.

Балхаш-Зайсанская область совпадает с границами Балхашской и Зайсанской впадин.

в) Провинция хлоридно-сульфатного соленакопления

Провинция хлоридно-сульфатного соленакопления совпадает с районами полупустынь и сухих степей юго-востока СССР и Казахстана и включает Поволжско-Уральскую, Центрально-Казахстанскую области, и, кроме того, в Средней Азии Ферганскую долину, низовья Зеравшана и дельту Аму-Дарьи.

Геоморфологически районы образования засоленных почв приурочены здесь, главным образом, к речным и приозерным террасам и к дельтам рек.

Эта обширная провинция характеризуется преобладанием сернокислых солей над хлористыми, гипсоносностью грунтов и почв, а также отсутствием или редкими случаями нитратного засоления. Для Поволжско-Уральской и Центрально-Казахстанской областей хлоридно-сульфатного соленакопления характерно, кроме того, широкое развитие солонцов и солонцеватых почв.

В Ферганской долине сульфаты натрия и магния господствуют в составе солей почвенных растворов и грунтовых вод. Здесь характерно также огромное накопление гипса в породах и почвах.

Бухарский и Каракульский оазисы (низовья Зеравшана) отличаются уже менее выраженным преобладанием сульфатов натрия и магния над хлоридами и невысокой гипсоносностью пород и почв.

Дельта Аму-Дарьи также отличается высоким содержанием сульфатов натрия, превышающих часто содержание хлоридов.

г) Провинция сульфатно-содового соленакопления

Провинция сульфатно-содового соленакопления охватывает области Придунайскую, Среднеукраинскую, Среднерусскую, Средневолжскую, Западносибирскую, Восточносибирскую и Якутскую.

Засоленные почвы располагаются главным образом на речных и приозерных террасах, а также на равнинах низменностей черноземностепной и лесостепной зоны (Бараба, Кулунда).

Было бы неправильно представлять, что провинция сульфатно-содового соленакопления занимает лишь северные территории нашего матери-

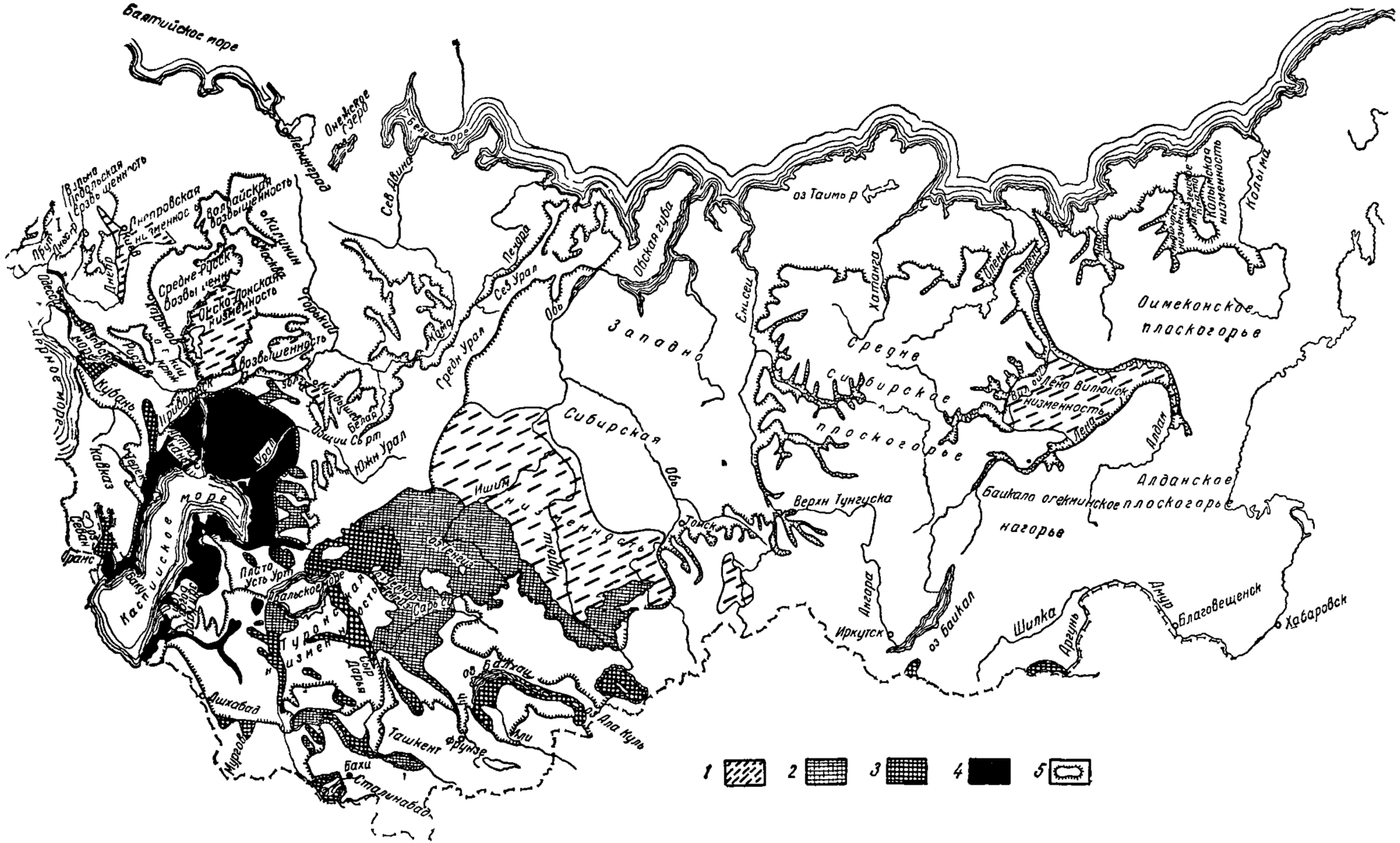


Рис 7 Схема распределения современных процессов соленакопления в почвах СССР (В. А. Ковда)

Условные обозначения

1 — провинция сульфатно-солового соленакопления, *2* — провинция хлоридно сульфатного соленакопления, *3* — провинция сульфатно-хлоридного соленакопления, *4* — провинция хлоридного соленакопления, *5* — контуры возвышенностей.

ка. Обширные массивы почв и озер содово-сульфатного и содового засоления располагаются как к западу и северо-западу от провинции хлоридно-сульфатного и сульфатно-хлоридного засоления (Придунайская и Среднеукраинская области содовых и содово-сульфатных солончаков и солонцов), так и к северо-востоку от них (Восточносибирская область почв сульфатно-содового засоления). Области содового засоления, очевидно, могут встретиться к востоку и к югу от провинции нитратно-хлоридно-сульфатного засоления в районах смягченного климата.

Наиболее ярко перекрытие границ различных провинций можно видеть на примере Северного Кавказа. Восточное Предкавказье и Ставропольские степи располагаются в провинциях хлоридно-сульфатного и сульфатно-хлоридного соленакопления; западное же Предкавказье — по террасам Кубани — характеризуется образованием почв содового засоления.

Придунайская область, расположенная на террасах Дуная, Тиссы и ряда других рек, наиболее типично выраженная в пределах Венгрии, характеризуется широким развитием содовых и содово-сульфатных солонцов, солончаков и озер.

Среднеукраинская область, расположенная на террасах Прута, Днестра и Днепра с их притоками в пределах черноземных и лесостепных областей, отличается образованием содовых солончаковатых солонцов.

Среднерусская область охватывает территории Тамбовской, Пензенской, Курской, Воронежской областей и носит тот же характер, что и Среднеукраинская. Почвы содового и содово-сульфатного засоления здесь встречаются на нижних террасах рек, низких недренированных водоразделах вокруг впадин (Кузнецкая лесостепь).

Средневолжская область расположена на террасах Волги и ее притоков (преимущественно бассейна р. Самарки), среди южных, приволжских и сыртовых черноземов. Отличается содово-сульфатным и в ряде случаев чисто содовым засолением.

Западносибирская область, расположенная в пределах Западносибирской низменности, отличается в южных районах сульфатно-содовым засолением, а в северных почти чистым содовым. Отличается обилием солончаков, солонцов и соляных озер. Наиболее глубокие впадины охвачены хлоридно-сульфатным засолением.

Восточносибирская и Якутская области характеризуются участием в почвообразовании вечной мерзлоты. В момент оттаивания горизонты мерзлоты отдают на поверхность почвы влагу, которая, испаряясь, способствует соленакоплению. По составу солей Восточносибирская область является содовой и Якутская—хлоридно-содовой и сульфатно-содовой.

Наша попытка разделить территорию СССР на провинции и области соленакопления носит весьма схематический и предварительный характер и, несомненно, потребует в последующем уточнений и изменений. Однако уже и теперь эта схема рисует грандиозность, границы и разнообразие процессов современного соленакопления на территории СССР (рис. № 7).

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПРОЦЕССЫ ЗАСОЛЕНИЯ ПОЧВ, ГРУНТОВ И ГРУНТОВЫХ ВОД

Анализируя условия развития засоленных почв Советского Союза, можно видеть, что почвообразующими породами для большинства засоленных почв являются незасоленный речной аллювий (террасы и дельты рек), пресный аллювий и пролювий субаэральных дельт и конусов выноса, либо, наконец, озерный, также, как правило, пресный аллювий. Лишь в немногих случаях засоленные почвы образуются на отложениях водоемов высокой минерализации (соленые озера, лагуны типа Карабогаз-гол). Почвенный же покров большинства ирригационных районов Советского Союза сформирован на древнеаллювиальных и древнедельтовых наносах, которые в момент отложения были незасоленными.

Отлагаясь в условиях пресного водоема и будучи на юных стадиях наземного развития незасоленным, речной и дельтовый аллювий в условиях аридного климата со временем подвергается засолению, степень которого может варьировать, но наступление которого, представляя собою определенную стадию обсыхания аллювиальной или дельтовой области, по сути дела, неизбежно. Наступающий в течение наземного существования аллювиальных областей процесс соленакопления охватывает как почвенный покров и толщу отложенного аллювиального грунта, так и почвенные растворы и грунтовые воды.

Отсюда возникает необходимость различать и разграничивать процессы соленакопления:

1) в грунтовых водах,

2) в почвенных растворах,

3) в почвах и грунтах.

Составляя звенья общего процесса соленакопления в почвах и аллювиальных отложениях, эти частные процессы тесно между собою переплетены и взаимно обусловлены. Однако до настоящего времени различие между процессами соленакопления в твердой фазе, т. е. собственно в грунтах и почвенных горизонтах, и процессами соленакопления в жидкой фазе, т. е. в почвенных растворах и грунтовых водах, не учитывалось. Больше того, обычно это смешивалось, приводя к запутанности и непониманию механизма и сущности процессов соленакопления. Современное

положение изученности засоленных почв и задачи их использования заставляют нас самым тщательным образом различать эти процессы, ибо соленакопление в почвенных растворах, соленакопление в грунтовых водах и соленакопление в грунтах и почвах связано с аккумуляцией различных соединений. Протекая одновременно, процессы соленакопления в растворах, грунтовых водах и грунтах обусловливают развитие различных свойств засоляющихся почв и наносов и предопределяют различные способы мелиорации, освоения и использования засоленных почв.

Глава I

СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ В ГРУНТОВЫХ ВОДАХ

I. ФАКТОРЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ГРУНТОВЫХ ВОД

Прежде чем рассматривать процессы соленакопления в грунтовых водах в общем виде и на примере отдельных наиболее изученных областей, рассмотрим основные факторы, определяющие изменения минерализации грунтовых вод как в количественном, так и в качественном отношении.

Систематизируя высказывания ряда исследователей (Вернадский, Саваренский, Сулин и др.), необходимо назвать следующие основные факторы, управляющие формированием минерализации грунтовых вод.

Исходный химизм источников, питающих грунтовые воды.

Свойства водовмещающих горизонтов и взаимодействие грунтовых вод с ними.

Условия теплового и в связи с этим газового режима воды.

Воздействие организмов.

Характер баланса грунтовых вод.

1. Исходный химизм источников, питающих грунтовые воды

Исходный химизм источников, питающих грунтовые воды, имеет существенное значение, поскольку он определяет количество и состав легкорастворимых солей, отчего в свою очередь зависит процесс формирования минерализации грунтовых вод.

Здесь необходимо различать несколько наиболее важных случаев.

а) Питание грунтовых вод растворами, циркулирующими в толще изверженных пород

В этом случае воды, питающие грунтовый поток, будут бедны содержанием легкорастворимых солей и в составе последних весьма существенное значение будут иметь силикаты щелочей, а также бикарбонаты и карбонаты щелочных земель и щелочей. Однако наличие в изверженных породах, как это часто бывает, сульфидов, будет вызывать появление в грунтовых водах свободной серной кислоты, реагирующей с породой, отнимаю-

щей щелочные земли и щелочи от нее и переходящей соответственно в сульфаты Ca, Mg и Na, способствуя таким образом исходной повышенной сульфатности вод, циркулирующих в зоне изверженных пород.

Далее существенное отклонение могут вызвать растворы солей, поступающие в водоносные горизонты области изверженных пород с ювенильными и термальными водами, содержащими повышенное количество растворенных силикатов, хлоридов и сульфатов.

б) Питание грунтовых вод растворами, циркулирующими в толще осадочных соленосных пород

В этом случае воды наземного поверхностного стока и воды фильтрационные, питающие водоносный горизонт района, будут сразу же обогащаться легкорастворимыми солями, содержащимися в толщах осадочной породы, отражая химизм последней. Здесь может быть исключительное разнообразие условий, определяющих первичную исходную минерализацию грунтового потока. Осадочные породы, сложенные толщей соляных отложений, дадут с первых же метров движения грунтовой воды высокоминерализованные концентрированные рассолы,как это наблюдается на источниках в районе соляных куполов. Осадочные породы морского происхождения дадут растворы, содержащие легкорастворимые соли, находящиеся в породе с момента осаждения ее в морском водоеме.

По составу и соотношению солей между собой они будут соответствовать тому морскому водоему, в котором происходило отложение данной осадочной породы. Гипсоносные, известняковые, доломитизированные породы дадут соответственно растворы, богатые содержанием гипса, соединениями Mg, углекислым Ca.

Осадочные породы, содержащие различного рода сульфиды, приведут к образованию растворов, богатых свободной серной кислотой, а затем сульфатами Ca, Mg и Na. Осадочные породы, не содержащие легкорастворимых солей, будут давать растворы, особенно бедные легкорастворимыми соединениями.

Особо следует различать случаи питания грунтового потока фильтрующимися речными водами, что имеет место в пойменных и дельтовых областях. Здесь степень минерализации речных вод и состав их солей имеет весьма существенное значение в предопределении содержания и состава солей в грунтовых водах питаемой области.

В орошаемых областях, где грунтовые воды непосредственно генетически связаны с фильтрационными оросительными водами, степень минерализации последних имеет исключительно большое значение в формировании минерализации почвенно-грунтовых вод территории.

Наконец, необходимо учитывать минерализацию озерных, лагунных и прибрежных морских вод в тех случаях, когда они являются источниками питания грунтового потока, направленного от них в сторону суши.

2. Свойства водовмещающих горизонтов и взаимодействие грунтовых вод с ними

Свойства водовмещающих горизонтов и взаимодействие грунтовых вод с ними являются также исключительно мощным фактором, направляющим формирование минерализации грунтовых вод. Выше отмечено значение химизма водовмещающих пород в районе питания водоносного горизонта и грунтового потока. Но значение химизма водовмещающих водоносных горизонтов сохраняется на всем протяжении движения грунтовой воды. Возникает целая серия простых и сложных реакций между грунтовой водой, растворенными в ней солями, солями, заключающимися в водовмещающей породе, и ее мелкоземом.

а) Растворение солей, находящихся в породе

Наиболее простой реакцией будет растворение грунтовой водой солей, находящихся в твердом состоянии в водовмещающей породе. Грунтовый поток, двигаясь в толщах осадочных пород, содержащих то или иное количество легкорастворимых солей, постепенно будет обогащаться этими солями. Процесс растворения каждой соли будет протекать в соответствии с ее растворимостью и концентрацией насыщения. По мере растворения солей последовательно будет наступать насыщение грунтовой воды в начале бикарбонатами и карбонатами Ca и Mg, далее сульфатами Ca, затем сульфатами Na, хлоридами Na и позже сульфатами Mg; наконец, что обычно в грунтовых водах не встречается и может иметь место лишь в рапе озер и лагун наиболее аридных областей земного шара, наступает насыщение $MgCl_2$ и $CaCl_2$. Закономерность последовательного насыщения солями раствора грунтовой воды иллюстрируется данными табл. 1, где приведена растворимость главнейших минеральных солей в воде. После достижения раствором той или иной соли точки насыщения, дальнейшее растворение ее грунтовой водой из водовмещающей породы прекращается и, наоборот, может начаться осаждение этой соли из раствора в грунт.

Таблица 1

Растворимость главнейших минеральных солей в воде при 20°C

Концентрация \ Соли	$CaSO_4$	K_2SO_4	Na_2SO_4	Na_2CO_3	NaCl	KCl	$MgSO_4$	$MgCl_2$	$CaCl_2$
В г/л	2,0	100,3	161,0	178,0	264,0	255,0	262,0	353,0	427,0
В молях на 1 л	0,015	0,57	1,13	1,7	4,55	3,4	2,2	3,7	3,8

б) Изменение растворимости солей в связи с усложнением минерализации грунтовых вод

По мере накопления в грунтовой воде легкорастворимых солей, находящихся в водовмещающем горизонте, и по мере движения минерализ

ванного грунтового потока возникает ряд более сложных реакций, меняющих условия растворимости солей водоносного горизонта.

Так, параллельно с появлением и накоплением в грунтовой воде хлористого Na начинает возрастать растворимость гипса. Если в чистой воде растворимость $CaSO_4$ равна примерно 0,2 и составляет около 3 м-экв, то при содержании хлористого Na в количестве около 300—500 м-экв растворимость $CaSO_4$ возрастает и выражается величиной около 19 м-экв в 100 г воды. Дальнейшее повышение концентрации хлористого Na не вызывает увеличения растворимости гипса, хотя все-таки она остается значительно выше, чем в чистой воде (табл. 2 заимствована у В. А. Сулина).

Таблица 2

Растворимость $CaSO_4$ в воде, содержащей NaCl

Содержание NaCl в м-экв в 100 г воды	Содержание $CaSO_4$ в м-экв в 100 г воды	Содержание NaCl в м-экв в 100 г воды	Содержание $CaSO_4$ в м-экв в 100 г воды
H_2O	3,00	170,00	16,40
17,10	9,50	342,00	19,24
34,20	9,90	513,00	18,88
68,40	12,54	684,00	17,36
102,60	13,44	902,06	13,98
136,80	15,52		

Чем большее количество гипса встречают на своем пути мигрирующие растворы NaCl, чем больше раздробленность этого гипса и выше концентрация NaCl, тем больше повышается растворимость гипса и его концентрация в грунтовой воде.

Аналогичное влияние на растворимость гипса оказывает и хлористый Mg, нитраты Na и K, в присутствии которых растворимость гипса сильно возрастает. Повышение растворимости гипса в растворах солей NaCl и $MgCl_2$ было использовано в Почвенном институте АН СССР для разработки метода определения содержания гипса в почвах с помощью соответствующих солевых вытяжек.

В присутствии хлористого Ca, а также сернокислого NH_4, K, Na и Mg растворимость гипса заметно понижается, как и следует ожидать для случаев смеси солей, имеющих одноименные ионы.

Повышение растворимости гипса в присутствии концентрированных растворов хлористого Na и хлористого Mg имеет исключительно большое генетическое значение, расширяя возможности циркуляции гипса с грунтовыми водами и почвенными растворами и способствуя его аккумуляции в зонах испарения последних. Недоучет повышения растворимости гипса в присутствии хлористых солей Na и Mg часто приводил к недопониманию возможности накопления гипса в солончаковых почвенных горизонтах в виде плит или сплошных гипсоносных прослоев.

Меняются также, по мере увеличения содержания легкорастворимых солей в грунтовых водах, и условия растворимости углекислого Ca и Mg. Известно, что растворимость $CaCO_3$ невелика и не превышает при обычном содержании углекислоты в воздухе 0,25 м-экв в 100 см³ раствора.

По исследованиям Камерона и Зайделя, при содержании NaCl около 5 г/л растворимость $CaCO_3$ составляет 5,6 м-экв. Дальнейшее повышение содержания хлористого Na в воде вызывает очень медленное понижение растворимости $CaCO_3$.

Еще больше повышается растворимость $CaCO_3$ в присутствии сернокислого Na. Так, при содержании Na_2SO_4 в количестве около 140 г/л растворимость $CaCO_3$ при температуре 25° повышается с 0,25 м-экв до 13 м-экв в 100 см³ раствора. При этом очень возрастает щелочность и pH раствора.

Система $CaCO_3 + Na_2SO_4$ детально изучалась Гильгардом (1892) и другими, доказавшими сильное повышение растворимости $CaCO_3$ в присутствии Na_2SO_4 и CO_2 с образованием карбонатов натрия.

То же нужно отметить относительно $MgCO_3$, растворимость которого также значительно повышается в присутствии сернокислого и хлористого Na. Так, в присутствии NaCl в количестве около 12 г/л растворимость $MgCO_3$ повышается в 4 раза, а в присутствии 400 м-экв в 100 см³ сернокислого Na — больше чем в 5 раз.

Однако основным фактором, управляющим растворимостью и количеством карбонатов и бикарбонатов Ca и Mg, находящихся в растворе грунтовых и почвенных вод, является содержание углекислоты.

Ниже мы приведем табл. 3 растворимости $CaCO_3$ при различном содержании CO_2 в воздухе, заимствованную из работы В. А. Сулина. Из данных таблицы можно видеть, что растворимость $CaCO_3$ под влиянием сравнительно небольшого увеличения содержания CO_2 в воздухе исключительно сильно повышается, особенно при высоком давлении. Растворимость углекислоты повышается в водах параллельно понижению температуры. Соответственно, чем выше температура грунтовой воды того или иного водоносного горизонта, тем меньше растворено в ней углекислоты и тем меньше содержится в растворе бикарбонатов Ca и Mg (табл. 4).

Это явление играет исключительно важную роль в процессах движения и накопления карбонатов Ca и Mg в осадочных породах, почвах и, в частности, в солончаках. Холодные грунтовые воды гор и предгорий, сбегая в подгорные равнины, субаэральные дельты и конусы выносов и приближаясь к дневной поверхности, быстро повышают свою температуру, утрачивают высокое количество растворенной в них углекислоты и осаждают углекислый Ca в водовмещающих горизонтах, образуя известковистые цементированные слои (так наз. шох и арзык в Фергане и Самаркандской области).

То же имеет место с холодными грунтовыми водами подпочвенных горизонтов. При восходящем движении грунтовых вод по профилю почвы, эти воды, нагреваясь по мере приближения к дневной поверхности, утрачивают растворенную в них углекислоту и осаждают углекислый Ca и

Mg в почвенных горизонтах, образуя пояс «белоглазки», карбонатных прослоев, шоха и т. д.

Сильное влияние на поведение щелочноаемельных карбонатов оказывает сода, вызывающая уменьшение их растворимости и выпадение из раствора в осадок.

Таблица 3

Растворимость $CaCO_3$ при различном содержании CO_2 в воздухе

Содержание CO_2 в воздухе в объемных %	Растворимость $CaCO_3$ в г/л	Т-ра в °С
0,00	0,0131	16
0,03*	0,0634	16
0,30**	0,1334	16
1,00***	0,2029	16
10,00	0,4700	16
100,00****	1,0986	16
Давление, в атм.		
10	2,56	18
25	3,42	18
35	3,80	18
56	3,93	18

Таблица 4

Растворимость кислорода и углекислоты в воде в зависимости от температуры

Температура в °С	Кислород воздуха		Углекислота	
	в мг/л	в см³/л	в мг/л	в см³/л
0	14,56	10,19	3 343	1 713
10	11,25	7,87	2 316	1 194
15	10,06	7,04	1 969	1 019
20	9,09	6,36	1 688	878

в) Реакции между солями грунтовой воды

Рассмотрим далее ряд реакций, возникающих между солями грунтовой воды по мере движения грунтового потока и увеличения его минерализации. Наиболее пресные грунтовые воды, приуроченные к областям питания грунтового потока, получают растворенные в них вещества путем непосредственного воздействия воды на минералы горной породы. Способность воды диссоциировать на $H^{\cdot}$ и OH' приводит к тому, что алюмосиликатные и силикатные минералы изверженных и осадочных пород

* При среднем содержании CO_2 в воздухе.

** При среднем содержании CO_2 в почвенном воздухе.

*** При высоком содержании CO_2 в почвенном воздухе.

**** Раствор, насыщенный CO_2 при атмосферном давлении.

подвергаются гидролизу с отщеплением в водный раствор кремнекислых щелочей, которые легко переходят вследствие гидролиза в бисиликаты по схеме:

$$2Na_2SiO_3 + H_2O \rightleftarrows Na_2Si_2O_5 + 2NaOH.$$

В присутствии углекислоты процесс отщепления силикатов в раствор и быстрота выветривания повышаются, сопровождаясь повышением поступления силикатов щелочей и щелочных земель в раствор.

Присутствие других солей в этот период в грунтовых водах обычно очень невелико.

Обычно в связи с этим наименее минерализованная вода, циркулирующая в толщах изверженных или осадочных (несоленосных) пород, в областях питания грунтового потока является силикатной и имеет слабую щелочную реакцию. По мере движения этой щелочной и содержащей силикаты грунтовой воды в грунтовом потоке растворенные в ней силикаты Na, K вступают в реакции с солями породы, с одной стороны, и с солями, поступающими из породы в грунтовые воды — с другой.

Прежде всего, отметим реакцию взаимодействия кремнекислых щелочей с углекислотой грунтовых вод, ведущую к образованию соды по схеме:

$$Na_2SiO_3 + CO_2 + H_2O \rightleftarrows Na_2CO_3 + SiO_2 \cdot H_2O.$$

Эта же реакция будет приводить частью к выпадению кремнезема из раствора, частью к переходу его в молекулярные и коллоидные растворы и превращению по мере испарения силикатных вод в пресные щелочные воды, содержащие бикарбонаты и карбонаты щелочей, а также тонкие золеобразные и молекулярные растворы кремнезема типа $(SiO_2) \cdot n\,H_2O$.

Встречаясь с растворами бикарбонатов и сульфатов Ca и Mg по пути движения грунтового потока, кремнекислые щелочи вступают в реакцию с ними, образуя силикаты кальция и магния по следующим схемам:

$$Na_2SiO_3 + Ca(HCO_3)_2 = CaSiO_3 + 2NaHCO_3,$$

$$Na_2SiO_3 + MgSO_4 = MgSiO_3 + Na_2SO_4.$$

Силикаты кальция и магния, выпадая из раствора в твердую фазу и в дальнейшем карбонизируясь по реакции

$$CaSiO_3 + 2H_2CO_3 = SiO_2 \cdot H_2O + Ca(HCO_3)_2,$$

ведут к образованию углекислого кальция и магния и тонкораспыленных гидрогелей кремнезема, выпадающих и цементирующих породы водовмещающих горизонтов.

Однако в щелочных водах, содержащих карбонаты Na и K, вследствие связывания ионов $Ca^{\cdot\cdot}$ в виде $CaCO_3$, выпадение силикатов из раствора почти не будет иметь места. Поэтому в щелочных грунтовых водах концентрация кремнезема может достигать больших размеров.

Кроме бикарбонатов и сульфатов кальция и магния, большую роль в выведении силикатов щелочей из раствора грунтовых вод следует при-

писать $CaCl_2$ и $MgCl_2$, с которыми кремнекислые щелочи интенсивно реагируют, осаждая силикаты кальция и магния в грунт.

В соответствии с этим процессом содержание растворенного подвижного кремнезема в грунтовом потоке по мере его движения и роста минерализации относительно уменьшается и концентрация SiO_3'' в присутствии $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$ не может подняться выше 60—70 мг/л.

Растворы бикарбонатов щелочей, заместившие их силикаты в водах грунтового потока после взаимодействия с бикарбонатами Ca и Mg, в свою очередь, вступают в реакцию с целым рядом солей, растворяемых грунтовой водой в водовмещающем горизонте.

Прежде всего необходимо отметить реакции перехода карбонатов и бикарбонатов щелочей в бикарбонаты и затем карбонаты щелочных земель при встрече их с сернокислыми и хлористыми солями кальция и магния по схеме:

$$Na_2CO_3 + CaSO \rightleftarrows CaCO_3 + Na_2SO_4,$$

$$Na_2CO_3 + MgCl_2 \rightleftarrows MgCO_3 + 2NaCl.$$

Появление на пути движения щелочных грунтовых вод пород, содержащих то или иное количество гипса или сернокислого магния, приведет к возникновению реакций с ними бикарбонатов и карбонатов щелочей и выпадению в осадок углекислого кальция и магния с постепенным переходом щелочных вод в воды бикарбонатно-кальциевые, сульфатно-натриевые и сульфатно-магниевые.

Кроме этих реакций, надо отметить ряд реакций, сопровождающихся необратимым связыванием некоторых ионов из грунтовых вод твердой фазой водовмещающей породы с соответственным изменением как химизма осадочной породы, так и химизма грунтовых вод потока.

Наиболее общее значение имеет реакция необратимого связывания магния. Реакция связывания магния грунтовой воды водовмещающей породой может быть обязана процессам доломитизации, образованию вторичных силикатов и алюмосиликатов магния и необменному поглощению магния коллоидальной фазой породы. Процесс доломитизации карбонатной водовмещающей породы иллюстрируется следующей реакцией:

$$MgSO_4 + 2CaCO_3 \rightleftarrows MgCO_3 \cdot CaCO_3 + CaSO_4,$$

$$MgCl_2 + 2CaCO_3 \rightleftarrows MgCO_3 \cdot CaCO_3 + CaCl_2$$

В этой реакции побочными продуктами будут гипс и $CaCl_2$. Всеобщая карбонатность осадочных пород, в частности, лёссов Средней Азии и юго-востока СССР создает широкие возможности для осуществления этой реакции. Циркуляция и выпадение из растворов соединений кремнезема и образование в осадочных породах вторичных минералов типа монтмориллонита, керолита, байделита, сепиолита, сапонита, вермикулита создают предпосылки для необратимого связывания ими магния из растворов сернокислого, углекислого и хлористого магния.

Склонность магния легко адсорбироваться и в последующем необратимо связываться коллоидами почв и осадочных пород известна в физико-химической литературе. Реакциям необратимого поглощения магния коллоидным комплексом породы и почвы из раствора необходимо придавать весьма существенное значение.

Связывание и накопление Mg грунтом из минерализованных растворов можно видеть на примере резкой обогащенности Mg вторично засоленных почв Голодной Степи в отличие от рядом лежащих почв незасоленных (табл. 5 и 6).

Таблица 5

Валовое содержание окислов Ca, Mg, K, Na в почвах Голодной Степи (за вычетом всех солей), % Незасоленный серозем

Окислы	0—10	10—20	20—45	60—80	160—180	330—350
CaO	0,98	0,89	1,30	1,05	1,09	1,03
MgO	1,82	1,82	2,38	1,99	1,88	1,75
K_2O	2,38	2,19	2,13	2,01	2,10	2,54
Na_2O	1,34	1,43	1,40	1,29	1,42	1,54

Таблица 6

Валовое содержание окислов Ca, Mg, K, Na в почвах Голодной Степи (за вычетом всех солей), %. Вторичный солончак по серозему

Окислы	0—10	10—20	20—45	60—80	160—180	330—350
CaO	1,16	1,01	0,94	1,15	1,12	1,34
MgO	2,24	2,31	2,35	2,36	1,80	2,24
K_2O	1,95	1,69	1,80	2,12	2,24	2,26
Na_2O	1,33	1,48	1,52	1,64	1,51	1,54

Все эти три реакции необратимого связывания магния играют чрезвычайно существенную роль в процессах выведения $Mg^{\cdot\cdot}$ из растворов и задержки накопления его в грунтовых водах. Как мы увидим ниже, по мере роста общей минерализации грунтовых вод, магний, как правило, длительное время не обнаруживает параллельного накопления, несмотря на то, что его соли обладают большой растворимостью. Это, несомненно, обязано рассмотренным выше реакциям.

В еще большей степени выводятся из грунтовых вод ионы $K^{\cdot}$, которые необратимо поглощаются коллоидами грунта, а также вновь образующимися вторичными минералами почв и грунтов типа серицита, иллита, монотермита. Это явление, наряду с поглощением $K^{\cdot}$ организмами и вхождением его в решетку вторичных минералов донных осадков морей и озер (глауконит), объясняет ничтожную накопляемость солей калия в грунтовых водах.

г) Обменные реакции между солями грунтовой воды и поглощенными катионами породы

В процессе движения грунтового потока и одновременного с этим нарастания его минерализации и постепенной смены состава солей, растворенных в грунтовой воде, между катионами солей грунтовой воды и катионами водовмещающей породы происходит ряд обменных реакций. Эти обменные реакции меняют не только состав поглощенных катионов породы, но и физические свойства самой породы; с другой стороны, реакции катионного обмена играют значительную роль в изменении качественного состава солей самой грунтовой воды.

На стадии силикатно-щелочных вод между коллоидальным комплексом водовмещающей породы и грунтовой водой возникают реакции типа:

$$2NaHCO_3 + Ca(\text{коллоид}) = Na_2(\text{коллоид}) + Ca(HCO_3)_2,$$

$$Na_2SiO_3 + Ca(\text{коллоид}) = Na_2(\text{коллоид}) + CaSiO_3,$$

которая сопровождается поступлением обменного $Na^{\cdot}$ в поглощающий комплекс породы, накоплением в грунтовых водах бикарбонатов кальция и частичным выпадением их из раствора в твердую фазу в форме $CaCO_3$.

Таким образом на ранних фазах движения силикатно-щелочных вод в толщах водовмещающей породы, благодаря обменным реакциям замещения поглощенного $Ca^{\cdot\cdot}$ на $Na^{\cdot}$, щелочные воды приобретают тенденцию переходить в воды бикарбонатно-кальциевые.

По мере дальнейшего движения грунтового потока, увеличения его общей минерализации и накопления гипса, растворяемого по пути из пород водовмещающих горизонтов, постепенно возникает реакция поглощения Ca грунтовой воды коллоидным комплексом пород с освобождением из последних адсорбированного $Na^{\cdot}$.

Таким образом в районе циркуляции карбонатно-кальциевых и содержащих гипс и отчасти сульфат Na растворов грунтовых вод порода насыщается обменным $Ca^{\cdot\cdot}$, а грунтовые воды обогащаются вытесненным $Na^{\cdot}$, с образованием Na_2SO_4 по схеме реакции:

$$CaSO_4 + Na_2(\text{коллоид}) = Ca(\text{коллоид}) + Na_2SO_4.$$

Дальнейший рост минерализации грунтовой воды, сопровождающийся обычно все большим появлением в растворах ионов магния, будет вызывать широкое развитие обменного поглощения породой $Mg^{\cdot\cdot}$ взамен содержащихся в ней катионов $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$.

Этот широко развитый процесс охватывает зону хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных по составу грунтовых вод.

Соответственно образуются осадочные породы, поглощающий комплекс которых насыщен в значительной степени $Mg^{\cdot\cdot}$. Это и имеет место в глубоких горизонтах среднеазиатских лёссов, в которых обычно обменный $Mg^{\cdot\cdot}$ преобладает или приближается по количеству к обменному $Ca^{\cdot\cdot}$ (Кудрин и Розанов 1935—1939, Горбунов 1942). Это хорошо видно из данных табл. 7, составленной по материалам Б. В. Горбунова.

Таблица 7

Состав обменных катионов в лёссах и сероземах Узбекистана

Горизонты в см	Сумма в м-экв	Пределы содержания в % от суммы			
		Ca	Mg	K	Na
0—20	10—16	65—90	5—15	3—5	1—2
50—70	7—11	50—83	15—36	1—2	1—2
100—170	8—12,6	21—60	37—76	0,5—1	2—7

Сопоставление лёссовых подпочвенных горизонтов с поверхностными почвенными горизонтами обнаруживает, что в процессе почвообразования $Mg^{\cdot\cdot}$ замещается обменным $Ca^{\cdot\cdot}$ и $K^{\cdot}$. Это нужно приписать уже процессам биогенной аккумуляции Ca в верхних горизонтах почв, о чем мы указывали еще в 1937 г.

В наиболее концентрированных грунтовых водах в составе катионов преобладает $Na^{\cdot}$ и в известной степени повышается содержание $Mg^{\cdot\cdot}$. Как вследствие преобладания $Na^{\cdot}$ над $Ca^{\cdot\cdot}$, так и вследствие того, что высокая концентрация солей приводит к низкой гидратированности иона $Na^{\cdot}$, способность последнего вступать в поглощающий комплекс, вытесняя все остальные катионы, сильно возрастает. Поэтому надо предполагать, что между катионами концентрированных растворов грунтовой воды и адсорбированными катионами водовмещающей водоносной породы в этот период идут реакции преимущественно в направлении насыщения породы обменным $Na^{\cdot}$ и вытеснения из нее обменного $Ca^{\cdot\cdot}$ и обменного $Mg^{\cdot\cdot}$. Соответственно надо ожидать, что высококонцентрированные рассолы грунтовой воды, проходя через толщу водоносной породы и взаимодействуя с нею, будут обогащаться $Ca^{\cdot\cdot}$ и особенно $Mg^{\cdot\cdot}$, вступившими в поглощающий комплекс породы на предшествующих фазах их развития. Это будет приводить к абсолютному и относительному накоплению в концентрированных растворах грунтовых вод и $Ca^{\cdot\cdot}$ и особенно $Mg^{\cdot\cdot}$. В грунтовых водах начнут накапливаться такие соли, как $CaCl_2$, $MgCl_2$, $MgSO_4$. Порода же начнет обогащаться гипсом, образующимся за счет обменных реакций грунта с сернокислым Na и взаимодействия $CaCl_2$ с сернокислыми Mg и Na.

Схематически эти обменные реакции между высокоминерализованной грунтовой водой и поглощающим комплексом грунта, а позже и между продуктами этих реакций можно представить в следующем виде:

$$2NaCl + Mg(\text{коллоид}) = MgCl_2 + Na_2(\text{коллоид}),$$

$$2NaCl + Ca(\text{коллоид}) = CaCl_2 + Na_2(\text{коллоид}),$$

$$Na_2SO_4 + Ca(\text{коллоид}) = \underset{\downarrow}{CaSO_4} + Na_2(\text{коллоид})$$

$$CaCl_2 + Na_2SO_4 = \underset{\downarrow}{CaSO_4} + 2NaCl.$$

Изучение качественного состава высококонцентрированных грунтовых вод (с концентрациями выше 50—100 г/л) обычно обнаруживает зна-

чительное накопление солей Mg в них, что обязано как их большой растворимости в сравнении с прочими солями, так и отмеченным обменным реакциям.

Следует подчеркнуть, что экспериментально изложенная схема возможных реакций между солями грунтовой воды и поглощенными катионами породы нами не проверена и не подтверждена. Здесь намечены лишь вероятный тип и вероятная последовательность этих реакций.

Однако исследовательские работы в области изучения лечебных грязей, илов и рапы соляных озер установили, что обменные реакции между рассолами и грязями действительно существуют, причем они носят тот же характер, что и обменные катионные реакции в почвах.

Особенно интересна для нас установленная М. Равич закономерность уменьшения $Na^{\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$ в составе рапы при высушивании грязи за счет их адсорбции и одновременного появления при этом в водной вытяжке вытесняемого натрием и магнием кальция. Наоборот, при обработке соляных грязей пресными водами происходит значительное уменьшение в рассоле содержания $Ca^{\cdot\cdot}$, вступающего в обменное состояние, и увеличивается содержание натрия и магния, вытесняемых при этом кальцием (М. Равич и сотрудники).

Таким образом экспериментально доказывается на примере рассолов и соляных грязей существование обменных реакций между катионами в направлении преимущественного поглощения $Ca^{\cdot\cdot}$ при разбавленных концентрациях рассола и в направлении преимущественного поглощения магния и натрия в рассолах концентрированных.

3. Воздействие организмов на формирование минерализации грунтовых вод

В процессе своей жизнедеятельности организмы также в значительной степени воздействуют на формирование минерализации грунтовых вод. Оставляя в стороне воздействие животных организмов, мы ограничимся рассмотрением влияния растительного покрова и микробиологического населения почв и грунтов.

а) Влияние растительного покрова

Наиболее распространенной формой воздействия растительности на грунтовые воды будет потребление последней такими водолюбивыми растениями, как осоки, камыши, тростники, многочисленные луговые злаки.

Экспериментальные исследования процессов транспирационной деятельности растений указывают, что растительный покров может потреблять в течение вегетационного периода в полтора-два раза больше воды, чем ее испаряется непосредственно через почву. Потребляя столь большое количество грунтовой воды, растительность, вследствие избирательного поглощения солей, а также вследствие способности корневой системы поглощать воду, отделив в остаточном растворе растворенные в ней соли, активно воздействует на процесс минерализации грунтовой воды, спо-

собствуя повышению концентрации солей и изменению соотношения ионов между собой.

Этот процесс можно проследить на образовании соляных оболочек, состоящих из углекислого Ca и гипса, на корешках диких луговых и культурных поливных растений, произрастающих в условиях близости грунтовых вод.

Известно, что образование лугового мергеля в районах распространения карбонатно-кальциевых грунтовых вод обязано повышению концентрации и выпадению из растворов карбонатов кальция под влиянием поглощения воды растительностью.

На солончаковых луговых почвах Барабы, Ферганы, Голодной Степи и дельты р. Волги нам приходилось наблюдать и более мощные формы соленакопления под влиянием растительности.

Глубина распространения густой корневой сети луговых растений в таких почвах обычно совпадает с горизонтами накопления углекислого Ca и гипса как в форме тончайших трубочек, «червячков», выпадающих из растворов грунтовых вод, а также в виде пластов гипса вокруг корней таких кустарников-галофитов, как Tamarix, Halostachys и др.

Ежегодное транспирирование растительным покровом нескольких сотен миллиметров грунтовой воды в аспекте длительного времени является, таким образом, мощным фактором общего роста минерализации грунтовых вод и соленакопления в грунте.

Потребляя из почвенно-грунтовых растворов преимущественно Ca, K, PO_4, SO_4, NO_3, растительность вместе с тем, выводя их из грунтовых вод, перекачивает минеральные вещества в верхние горизонты почвы и на поверхность последней.

Таким образом растительность прямо способствует дифференциации сульфатов и особенно хлоридов Na и Mg от соединений Ca, S, P, K, N, накопляющихся в растительных организмах и их остатках.

Воздействие наземной растительности, следовательно, направляет процесс минерализации грунтовых вод не только в сторону общего увеличения концентрации солей в грунтовой воде, но и в сторону параллельного с этим относительного и абсолютного накопления в них хлоридов и сульфатов Na и Mg.

Выделяя углекислоту своей корневой системой и потребляя углекислоту в процессе фотосинтеза, растительность вместе с тем в весьма большой степени воздействует на подвижность карбонатов и бикарбонатов Ca и Mg.

Предельно влияние растительности в этом направлении может сказываться на грунтовых водах, залегающих на глубине до 20—30 м (Майнцер). Однако обычно необходимо считаться с растительностью как фактором формирования минерализации грунтовых вод с глубин порядка 7—5 м, так как большинство степных, лугово-степных и солончаковых растений распространяет деятельную корневую систему примерно на эти глубины. Соответственно в большинстве областей соленакопления повышение минерализации грунтовых вод констатируется примерно с глубины 7—5 м. (Голодная Степь, Кура-Араксинская низменность и др.).

Непосредственное испарение грунтовых вод через почву и ее поверхность даже при глубинах 3—4 м практически отсутствует. Следовательно, наблюдаемый обычно при глубинах 5 —7 м рост минерализации грунтовых вод обязан, главным образом, воздействию растительного покрова.

б) Влияние микробиологического населения почв и грунтов

Очень велико и недостаточно оценено влияние на процессы формирования минерализации грунтовых вод микробиологического населения почв и грунтов.

Здесь прежде всего необходимо отметить зависимость окислительно-восстановительного потенциала грунтовой воды и водовмещающей породы от деятельности микроорганизмов.

Отнимая кислород от целого ряда химических соединений, микроорганизмы способствуют развитию низкого окислительно-восстановительного потенциала и восстановительных процессов.

Так, исследования, которые были проведены нашей лабораторией (П. И. Шаврыгиным) в Фергане, показали, что горизонт грунтовой воды обладает очень низким коэффициентом окислительно-восстановительного потенциала, порядка 5—10 милливольт, и зачастую даже отрицательными величинами. Почвенные же горизонты, лежащие над грунтовой водой, обладают сравнительно высоким окислительно-восстановительным потенциалом, достигающим на глубине 30—40 см величин порядка 200—300—400 милливольт.

Соответственно в водоносном горизонте, характеризующемся содержанием известного количества микроорганизмов, развивается целая серия биохимических реакций, сопровождающихся значительным изменением качественного состава легкорастворимых соединений, находящихся в грунтовой воде и меняющих качество и состав последней.

Из известных и наиболее изученных реакций отметим здесь реакцию восстановления нитратов, реакцию восстановления сульфатов и реакцию восстановления соединений железа.

Реакция восстановления нитратов ведет к уменьшению нитратов в грунтовой воде и даже к их исчезновению. Во многих засоленных почвах к концу вегетационного периода концентрация NO_3 в почвенном растворе может достигать 30 —50 г/л. Сбрасываясь фильтрационной водой атмосферных осадков в нижние горизонты и в грунтовые воды и попадая в среду, обладающую низким окислительно-восстановительным потенциалом, нитраты, отдавая свой кислород, повидимому, переходят в нитриты и даже в элементарный азот, уходящий и почв нных горизонтов. Изучение содержания солей в горизонте грунтовых вод в зимний и ранневесенний периоды не обнаруживает нитратов, вымываемых дождями и исчезающих в верхних горизонтах почвы. Реакция восстановления нитратов может быть иллюстрирована следующей схемой Омелянского:

$$4KNO_3 + 5C = 2K_2CO_3 + 3CO_2 + 2N_2.$$

Реакция восстановления сульфатов в наибольшей степени характерна для рапы мокрых солончаков и соляных грязей, а также для донных отложений соляных озер. Морфологически во многих случаях реакция восстановления сульфатов обнаруживается в водоносных горизонтах сероводородным запахом и черными пятнами сернистых металлов. Обычно это имеет место вокруг отмерших остатков корневой системы болотных и солончаковых растений.

Реакция восстановления сульфатов может доходить до различных степеней — от образования сернистых металлов до образования сероводорода и элементарной свободной серы. В наибольшей степени подвержены процессам восстановления сульфаты Ca. Реакция восстановления сульфатов иллюстрируется нижеследующей схемой:

$$CaSO_4 + 2C = 2CO_2 + CaS,$$

$$CaS + CO_2 + H_2O = H_2S + CaCO_3$$

В присутствии битуминозных веществ в нефтеносных горизонтах реакция восстановления сульфатов протекает особенно интенсивно. Во всех случаях вследствие образования такого летучего соединения, как сероводород, процесс восстановления сульфатов в конечном счете ведет к потере сульфатов из почвенного раствора или грунтовой воды и увеличению относительной роли хлоридов.

Признаком пониженного содержания сульфатов в подземных водах и ненормально высокой их хлоридности, и, в частности, содержанием хлористого Ca, пользуются в поисках и разведках нефти, считая это одним из руководящих признаков нефтеносности местности (Годжерс, Сулин).

Реакция восстановления сульфатов ведет к подщелачиванию почвенного раствора и грунтовых вод. Образующиеся при восстановлении сульфатов сульфиды щелочных земель и щелочей в процессе взаимодействия с углекислотой переходят в бикарбонаты и карбонаты с соответствующим развитием щелочной реакции.

Появляющийся при процессах десульфуризации сероводород может подвергаться окислению $H_2S + 2O_2 = H_2SO_4$, вызывая образование серной кислоты, которая подкисляет грунтовые воды.

Реакции восстановления и окисления соединений железа имеют меньшее значение в формировании минерализации грунтовых вод. Благодаря господству восстановительного режима в водоносных горизонтах, грунтовые воды обычно относительно богаты закисными соединениями железа, особенно в случаях щелочной среды. В высококонцентрированных растворах, как известно, щелочность грунтовых вод несколько повышена и может достигать величины 8.5—9 pH. В этих случаях существование подвижных соединений закиси железа обязательно. В процессе движения грунтового потока и в особенности при расходовании последнего преимущественно на испарение, с перемещением растворов, содержащих закисное железо, в более высокие горизонты почвы, характеризующиеся большим окислительно-восстановительным по-

тенциалом, закисные соединения железа выпадают из раствора в твердую фазу совместно с выпадающим при этом же (вследствие нагревания водного раствора и нарушения карбонатного равновесия) углекислым Са.

Совместное выпадение из грунтовой воды соединений железа и углекислого Са ведет к образованию карбонатно-железистых цементов в осадочных породах и карбонатно-железистых плотных горизонтов в луговых и лугово-солончаковых почвах (шох). Соответственно в остаточном растворе грунтовой воды доля участия соединений железа падает.

Отметим также несомненное значение жизнедеятельности микроорганизмов в подвижности карбонатов Са и Mg путем постоянного воздействия на их растворимость углекислоты, выделяемой микробами.

В сложном и мало изученном влиянии микроорганизмов на формирование минерализации грунтовых вод необходимо учитывать, таким образом, в качестве наиболее существенных процессов денитрификацию и десульфуризацию грунтовых вод, способствующую увеличению их хлоридности и щелочности.

4. Значение характера водного баланса грунтовых вод и его элементов в минерализации грунтовых вод

Отдавая должное рассмотренным выше факторам в изменениях количества и состава солей, растворенных в грунтовых водах, необходимо, однако, решающее значение в этом процессе отдать балансу грунтовой воды и элементам, его регулирующим.

а) Скорость движения грунтового потока

Так, исключительно велико в процессах формирования минерализации грунтовых вод значение такого фактора водного баланса, как скорость движения грунтового потока. Установлено, что, чем больше скорость движения грунтового потока, тем меньше минерализация его воды. Это обязано как меньшей продолжительности взаимодействия грунтовой воды с породой, так и меньшей продолжительности и возможности проявления роли всех факторов, рассмотренных нами выше.

Большие скорости движения грунтовых вод характерны для пород легкого механического состава (пески, гравий, галечники), коэффициенты фильтрации которых очень велики и фактическая скорость движения грунтового потока в которых может выражаться величинами до нескольких метров в сутки. Обычно эти условия встречаются нами в центральных и верхних частях конусов выноса и сухих дельт. Далее, они встречаются также на нижних и верхних террасах верхнего течения рек.

Несмотря на близость грунтовых вод к поверхности в этих условиях и расхода их на транспирацию и испарение, что ведет к известному увеличению концентрации солей, быстро текущий грунтовой поток в состоянии систематически сменять новыми порциями грунтовую и капиллярную воду водовмещающей породы, вынося накопившиеся соли. Поэтому в районах, характеризующихся быстрым движением грунтового потока, мы встречаем-

ся лишь с пресными грунтовыми водами силикатно-щелочной либо карбонатно-кальциевой и слабосульфатной минерализации.

Однако как только грунтовый поток доходит до пород тяжелого механического состава, имеющих низкие коэффициенты фильтрации, скорость грунтового потока резко уменьшается, смена вод повышенной минерализации происходит в ослабленной степени либо прекращается полностью, и концентрация солей в грунтовых водах резко возрастает. Эта закономерность отмечена Саваренским и Приклонским для Муганской и Мильской степи, Решеткиным, Шмидтом, Архангельским, Бродским для предгорных равнин и сухих дельт Средней Азии.

б) Близость грунтовых вод к поверхности и их испарение

Исключительно большое и пожалуй решающее значение в накоплении солей в грунтовых водах имеют процессы их испарения. Расходование грунтовых вод на испарение находится в тесной зависимости от глубины залегания и скорости движения их. Поэтому, чем ближе уровень залегания грунтовых вод к поверхности и чем выше расход их на испарение, тем больше будет их минерализация (Саваренский, Приклонский).

Вопрос зависимости испарения грунтовой воды от глубины ее залегания привлекал внимание многих исследователей. Исследования этого вопроса, проведенные Чарльзом Ли в Америке, установили, что предельная глубина, с которой еще имеет место испарение грунтовой воды, равна 2,25 м. Выше этой глубины скорость испарения грунтовых вод сильно возрастает. При большей же глубине испарение грунтовых вод практически прекращается.

Крылов и Кенесарин установили для условий Бухары примерно те же величины, что и Ли: ниже глубины 2,7 м грунтовые воды на испаре ие практически не расходуются.

Будучи функцией температуры и сухости воздуха, величина расхода грунтовых вод на испарение тем выше, чем жарче и суше климат. Поэтому при одинаково близком залегании и одинаковом возрасте грунтовых вод их минерализация будет тем выше, чем суше и жарче климат местности.

Агрегированные почвы и грунты испаряют, как правило, значительно меньшее количество грунтовых вод, чем почвы и грунты, залегающие в ненарушенном сложении. Это обстоятельство подчеркивает то значение, которое имеет структура почв и их механическая обработка для снижения испарения грунтовых вод.

Лучше всего зависимость величины испарения грунтовых вод от глубины их залегания можно установить по признаку изменения минерализации грунтовых вод параллельно с глубиной их залегания.

Построив график этой зависимости, можно видеть, что с известной глубины скорость испарения и соответственно приращения минерализации грунтовых вод делается настолько большой, что ее необходимо приписать прямому испарению грунтовых вод через грунт и почву.

Изучение нами этого вопроса на примере Голодной Степи позволило установить, что переломной глубиной залегания грунтовых вод, с которой их минерализация растет особенно интенсивно, является глубина 2,8—3,0 м. Очевидно, 2,8—3,0 м и нужно принять как глубину, с которой испарение грунтовых вод протекает уже достаточно интенсивно.

Однако наличие случаев высокой минерализации грунтовых вод при глубинах около 3—3,5 м позволяет предполагать, что и с этих глубин в Голодной Степи некоторое расходование грунтовых вод на испарение еще имеет место. Особенно же резко растет минерализация, а следовательно и скорость испарения грунтовых вод, начиная с глубин 2 м, при которых в Голодной Степи весьма часто встречаются грунтовые воды с минерализацией порядка 80—100—160 г/л. Очевидно, при глубинах 2 м и меньше создается постоянный быстрый ток капиллярных растворов от грунтовых вод к поверхности и быстрое их испарение с соленакоплением.

Таким образом, установленная нами для Голодной Степи цифра 2,8—3,0, как глубина, на которой испарение грунтовых вод заметно увеличивается, совпадает с цифрой 2,70, установленной Кенесариным и Крыловым для Бухары.

Кроме Голодной Степи, нами был обработан обширный материал по ряду областей соленакопления с целью проследить зависимость между развитием минерализации грунтовых вод и глубиной их залегания в различных физико-географических условиях. Результаты этой обработки приведены в табл. 8 и рис. 1, 2, 3, 4, 5.

Таблица 8

Зависимость между глубиной залегания грунтовых вод и их минерализацией

Район	Глубина начала повышения минерализации грунт. вод в м	Глубина начала сильного повышения минерал. грунт. вод в м	Глубина начала весьма сильного роста минерализации грунт. вод в м
Кулундинская степь . .	2,5	2,5	1,3
Каспийская низменность (Нижнее Поволжье) .	3,0	2,0	1,5
Дельта Аму-Дарьи (Хорезм, Чимбай)	3,8	3,2	2,0
Голодная Степь	4,0	3,0	2,0
Долина р. Вахш . . .	4,0	3,5	2,0

Как можно видеть из данных табл. 8 и графиков, расход грунтовых вод на испарение и рост их минерализации до величин 20—30 г/л начинается в южных районах (долина р. Вахш, Голодная Степь) с глубины около 4 м. В более северных районах (Кулундинская степь, Каспийская низменность) заметное повышение в минерализации грунтовых вод начинается с меньших глубин — 2—2.5 м.

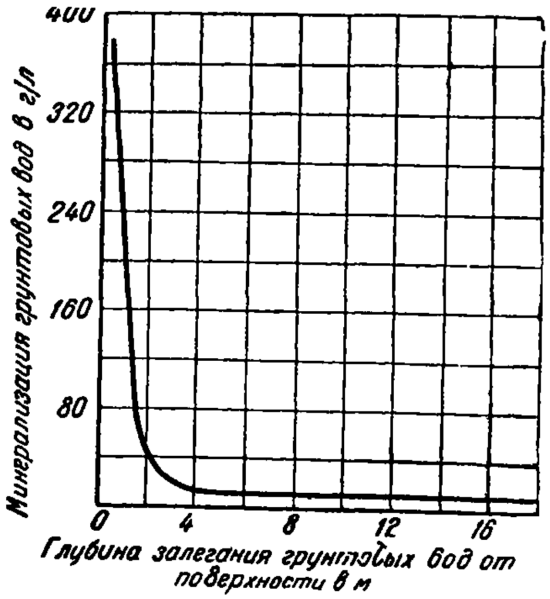


Рис. 1. Зависимость между глубиной залегания и минерализацией грунтовых вод в Голодной Степи.

Наиболее интенсивный рост минерализации грунтовых вод до величин 80—100 г/л и выше в южных областях соленакопления начинается с залегания грунтовых вод на глубине около 2 м и в северных областях с глубины 1.3—1.5 м.

Очевидно, последние глубины —2 м для южных и 1.3—1.5 м для северных областей соленакопления — необходимо принять как критическую глубину залегания грунтовых вод, с которой происходит энергичное их испарение, хотя заметное расходование грунтовых вод на испарение и рост их минерализации начинается в среднем с 2.5—3.5 м.

Таким образом, влияние глубины залегания грунтовых вод на рост их минерализации зависит в значительной степени от климатических условий. В более северных районах, характеризующихся менее высокими температурами и несколько большей влажностью воздуха, грунтовые воды без значительного увеличения их минерализации могут залегать на меньшей глубине, чем в районах южных. Разница в глубине залегания грунтовых вод, на которой начинается сильное их испарение и рост минерализации, достигает при этом 0.5—1 м.

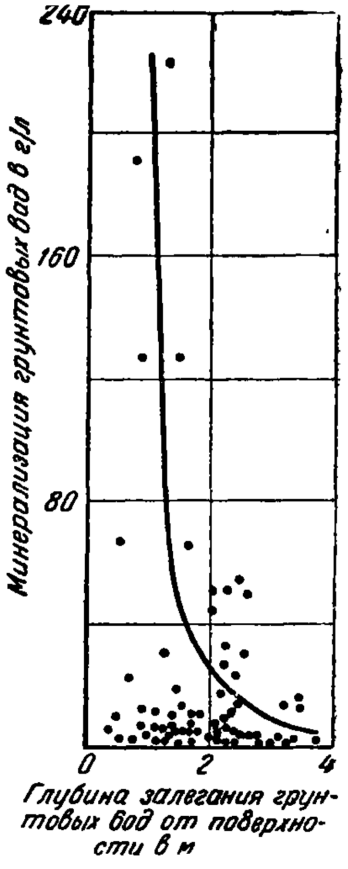


Рис. 2. Зависимость между глубиной залегания и минерализацией грунтовых вод в Кулундинской степи.

Процесс испарения грунтовых вод через почву носит сезонный характер. Ничтожная величина испарения поздней осенью, зимой и ранней весной сменяется с апреля нарастающим темпом среднесуточного и среднемесячного испарения. Максимум испарения (10—15 мм в сутки) наступает во второй половине июня, июле и первой половине августа, после чего начинается плавный спад величин испарения к сентябрю и октябрю, за которыми в ноябре испарение вновь сходит к нулю.

Режим грунтовых вод обратен характеру испарения их через почву. Максимум повышения уровня грунтовых вод наступает как раз после октября и ноября — в декабре, январе и феврале, когда грунтовые воды в наибольшей степени приближены к поверхности.

Параллельно с ростом интенсивности испарения начинается сезонный спад и постепенное углубление уровня грунтовых вод до максимальных глубин, наступающих в конце сентября, в октябре.

Расходование грунтовых вод на испарение обусловливает отчетливо выраженную амплитуду уровня залегания грунтовых вод, величина кото-

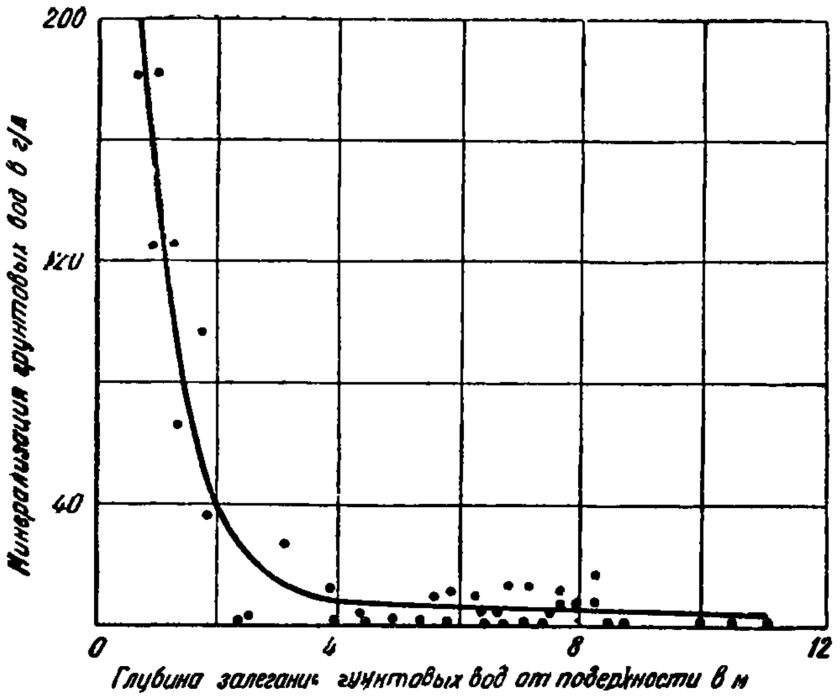


Рис. 3. Зависимость между глубиной залегания и минерализацией грунтовых вод Каспийской низменности.

рой достигает 1.5—2 м. Исходя из величин водоотдачи, свойственной суглинистым грунтам — 5—8%, при этой амплитуде уровня грунтовых вод можно считать, что суммарный расход грунтовых вод на испарение и транспирацию за весенне-летне-осенний период может достигать 1000—1600 м³/га.

Испаряясь через почвенные горизонты и поверхность почвы, грунтовые воды оставляют свои соли в пределах почвенных горизонтов.

В течение влажного периода года под влиянием атмосферных осадков легкорастворимые соли сбрасываются нисходящими растворами в грунтовые воды. При этом происходит повышение уровня грунтовых вод до свойственного им сезонного максимума и возвращение в них части легкорастворимых солей, перешедших ранее в грунт.

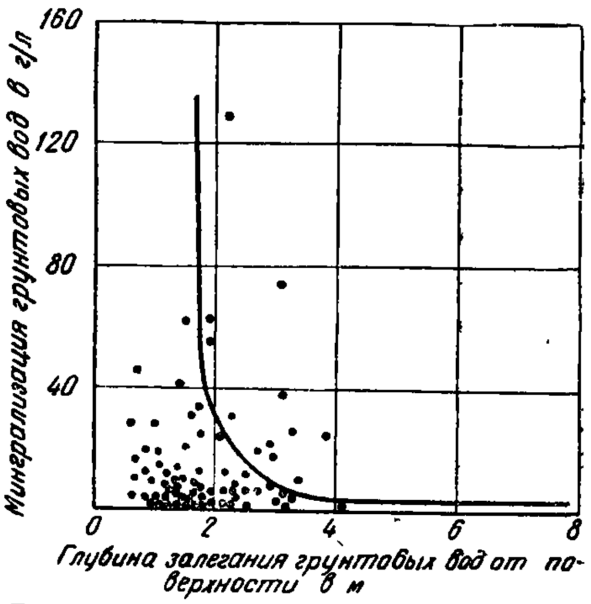


Рис. 4. Зависимость между глубиной залегания и минерализацией грунтовых вод в дельте реки Аму-Дарья.

Многолетнее повторение процесса сезонного испарения, сменяющегося процессом сезонного нисходящего движения почвенных растворов и солей

обратно в грунтовые воды, приводит к накоплению легкорастворимых солей в последних и постепенному росту их минерализации.

в) Условия питания и оттока грунтовых вод

Отметим, наконец, значение в процессах формирования минерализации грунтовых вод условий их питания и оттока.

В районе питания грунтовых вод величина минерализации их обычно совпадает или близка к минерализации источника питания.

Поскольку процесс увеличения минерализации грунтовых вод не характерен для районов их питания, постольку в последних грунтовые воды, как правило, являются пресными и по составу сульфатно-карбонатными либо же карбонатно-кальциевыми водами. Это характерно для пойменных террас, находящихся под фильтрующим влиянием рек, питающих своими водами грунтовый поток, растекающийся в стороны от русла реки.

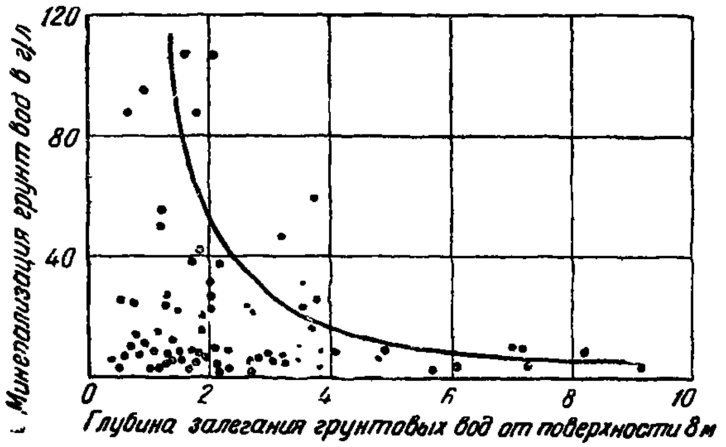


Рис. 5. Зависимость между минерализацией и глубиной грунтовых вод долины р. Вахш.

Это имеет место в вершинах конусов выносов, в центральных и верхних частях дельт, где также вдоль потоков и речных русел обнаруживаются зоны опреснения, имеющие грунтовые воды, близкие по минерализации и составу к речным.

Отчетливо проявляется развитие зон опреснения и увеличение доли сульфатов и карбонатов в составе солей вдоль крупных ирригационных каналов, опресняющих своими фильтрационными водами довольно широкие — до 200—300 м—зоны, расположенные по обе стороны канала.

Наконец, древние орошаемые территории в Фергане, Голодной Степи, Бухаре, Хорезме под влиянием избыточных поливных вод, дающих значительный сток на фильтрацию в грунтовые воды, характеризуются также опреснением последних.

Условия оттока грунтовых вод и характер балансирования притока их накладывают окончательный отпечаток на направление процесса минерализации и соленакопления в водах.

В дренированных областях, характеризующихся рассеченностью рельефа, глубоким залеганием грунтовых вод и быстрым оттоком их в

естественные дрены, рост минерализации грунтовых вод по мере движения в потоке ограничивается лишь процессами постепенного растворения солей в водовмещающей породе и теми реакциями, которые при этом возникают (см. выше).

Выходя в естественные дрены, воды грунтового потока при этом будут соответственно отличаться повышенным содержанием солей и большей хлоридностью их в сравнении с районом питания грунтового потока, но существенных изменений в количестве и составе солей здесь не произойдет.

Но в тех местностях, где баланс грунтовых вод управляется в основном не стоком, а, вследствие недренированности местности и тяжелого механического состава водовмещающих пород, процессами испарения грунтовых вод и транспирацией их растительностью, там процесс соленакопления в грунтовых водах получает резко выраженное направление в сторону значительного обогащения легкорастворимыми солями и образования высокоминерализованных грунтовых вод, а в ряде случаев — рассолов или соляной рапы.

В этих случаях приходящие с грунтовым потоком из областей питания последнего растворы солей нацело остаются в зоне испарения грунтовых вод, вызывая наиболее крайние формы соленакопления.

Подобный тип баланса грунтовых вод, основным фактором регулирования которого является испарение их, характерен для периферических областей сухих дельт, для окраин (крыльев) приморских дельт и центральных частей старых дельтовых островов, для районов центральной поймы и притеррасовых понижений луговых и I террас, для приозерных и приболотных территорий.

В условиях орошаемых оазисов этот же тип баланса грунтовых вод может складываться на пустующих переложных землях. К ним направлены местные потоки грунтовых вод от орошаемых территорий. Со-временем вследствие этого под пустующими переложными землями формируются высокоминерализованные грунтовые воды. Аналогичные условия складываются иногда вокруг массивов культуры риса в случае необеспеченности их водоотводом. Центральная часть поля риса является зоной опреснения грунтов и грунтовых вод за счет оросительных вод, а прилегающая на 200—300 м зона оказывается областью испарения и соленакопления, в которой грунтовые воды постепенно повышают свою минерализацию за счет приходящих сюда растворов с рисовых участков.

Рассмотрев значение элементов баланса грунтовых вод, можно сделать следующий вывод о значении типа баланса в регулировании и направлении процесса соленакопления в грунтовых водах.

Баланс грунтовых вод, регулируемый как основным фактором расходом их на испарение, неизбежно предопределяет постепенное увеличение количества легкорастворимых солей в грунтовых водах и рост их минерализации с параллельным засолением вмещающей их породы и почв.

Баланс грунтовых вод, регулируемый и управляемый как основным фактором стоком грунтовых вод, при больших скоростях движения грун-

тового потока будет предопределять невысокую минерализацию грунтовых вод, соответствующую содержанию солей в источнике питания грунтовых вод, а при медленном движении грунтового потока и глубоком его залегании — соответствующую сумме легкорастворимых солей, характерной для источника питания и количества солей, растворяемых грунтовой водой в водовмещающей породе.

Значение типа баланса в процессах соленакопления в грунтовых водах не зависит от того, складывается ли данный тип баланса на территории крупной естественно-исторической области, ирригационного оазиса или местного пустующего или орошаемого участка, действуя каждый раз в направлении, свойственном его сущности. Естественно, что в громадном большинстве случаев мы сталкиваемся в природе не с этими крайними типами баланса грунтовых вод, а с типами переходными, смешанными.

VII. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ В ГРУНТОВЫХ ВОДАХ

Известно, что с увеличением количества растворенных в грунтовых водах солей качественный состав последних закономерно изменяется в сторону увеличения содержания хлоридов с наступлением после определенной концентрации солей преобладания хлоридов над сульфатами и с превращением хлоридно-сульфатных грунтовых вод в сульфатно-хлоридные. В той или иной форме это отмечалось Герасимовым и Ивановой (1934) для грунтовых вод Кулундинской степи, Саваренским (1931), Тюремновым (1928) и Приклонским (1930) для Кура-Араксинской низменности, Керзумом и Грабовской для долины р. Вахш (1939), Шмидтом (1940) и Бродским для ряда районов Средней Азии.

Несомненно, увеличение содержания хлоридов с увеличением общей суммы растворенных солей в грунтовых водах является одной из наиболее общих закономерностей процесса формирования минерализации грунтовых вод.

Для изучения закономерностей изменения минерализации грунтовых вод в зависимости от количества растворенных в них солей мы применили метод массовой графической обработки имеющегося аналитического материала.

С этой целью данные анализа грунтовых вод наносились на график таким образом, что величина плотного остатка, выраженная в г/л, откладывалась на оси абсцисс, а содержание каждого иона, выраженное в м-экв или в г/л, откладывалось по оси ординат.

Этот простой метод графической обработки аналитических материалов позволил автору охватить в легко обозреваемой форме данные о составе солей и грунтовых вод каждой крупной естественно-исторической области в целом, отбрасывая частные отклонения, вызванные местными условиями или неточностями анализа, и устанавливая для изучаемой области основные особенности химизма грунтовых вод и линии развития их в связи с ростом соленакопления.

Обработка этим методом аналитических материалов по грунтовым

водам долины р. Вахш, Голодной Степи, Ферганской долины, Бухарского оазиса, Кура-Араксинской низменности, Нижнего Поволжья, Кулундинской степи и др. позволила автору установить ряд общих для центров современного соленакопления закономерностей, которые мы ниже и рассмотрим.

1. Пределы накопления солей в грунтовых водах

Имеющийся в нашем распоряжении аналитический материал показывает, что верхним пределом содержания растворимых солей в грунтовых водах является концентрация около 180—200—220 г/л, или в среднем около 200 г/л. Грунтовые воды с более высоким содержанием легкорастворимых солей автором не встречены. Очевидно, есть мощные факторы, ограничивающие возможность дальнейшего увеличения общего содержания растворенных в грунтовых водах солей сверх этой предельно-высокой величины. Таким фактором может быть отток легкорастворимых солей из верхнего слоя грунтовой воды в нижние ее горизонты путем диффузии. Очевидно, скорость оттока легкорастворимых солей из верхних, наиболее минерализованных, горизонтов грунтовых вод в более глубокие, менее минерализованные, с дальнейшим выносом этих растворов за пределы района соленакопления превышает существующие в природе скорости притока легкорастворимых солей и скорости накопления их в грунтовых водах под влиянием испарения последних. Даже и минерализация грунтовых вод в количествах 180—200—220 г/л солей относится, строго говоря, не столько к грунтовым водам, сколько к рапе и рассолам, находящимся в мокрых солончаках и соляных грязях, т. е. в условиях переходных к соляным озерам. В типичных же почвенных условиях, даже в наиболее сильно засоленных солончаках, общая минерализация грунтовых вод редко превышает 100—150 г/л.

Как мы можем видеть в главе о почвенных растворах, в последних мы встречаемся с значительно более высокими концентрациями солей, достигающими 300—400 г/л, что, естественно, объясняется большей скоростью возможного испарения почвенных растворов вследствие перегревания поверхностных почвенных горизонтов и соответственно бо́льшими скоростями концентрирования солей в них.

Очевидно, скорости соленакопления в почвенных растворах превышают скорости оттока солей из них в той или иной форме в более глубокие горизонты, путем ли диффузии или путем нисходящих токов.

В соляных озерах мы встречаемся также с минерализациями, значительно превышающими минерализации грунтовых вод. Так, общая сумма легкорастворимых солей в воде озера Эльтон достигает 450 г/л. Содержание легкорастворимых солей в рапе озера Тузкане достигает 370—450 г/л, а сумма легкорастворимых солей в ряде озер Кулундинской степи выражается величиной 300—350 г/л. Очевидно, и в условиях соляных озер возможность оттока легкорастворимых солей за пределы раствора исключается.

Это и создает предпосылки к возникновению здесь минерализаций значительно более высоких, чем в грунтовых водах. Тем не менее и в почвенных растворах и в водах соляных озер мы не встречаемся с концентрациями солей больше 450 г/л.

2. Содержание и накопление в грунтовых водах ионов SiO_3'' и $HSiO_3$

Данные о содержании кремнезема в грунтовых водах, к сожалению, обычно очень неполны, и мы не имеем возможности составить кривые накопления кремнезема в грунтовых водах в зависимости от роста в них общей концентрации легкорастворимых солей. Но сведенный нами к 1940 г. материал о циркуляции кремнезема в засоленных почвах и породах позволяет хотя бы в краткой форме охарактеризовать поведение кремнезема в грунтовых водах. Содержание SiO_2 в грунтовых водах колеблется в пределах 1.5—33 мг/л. Наибольшее количество растворенного кремнезема при этом падает на грунтовые воды, циркулирующие в щелочных изверженных породах. Значительно большие количества кремнезема установлены в ювенильных водах. Так, воды гейзеров зачастую содержат SiO_2 до 500—800 мг/л.

Содержащийся в грунтовых водах кремнезем находится в своеобразной форме ионов SiO_3'', $HSiO_3'$, молекулярно-растворенных форм $SiO_2 \cdot nH_2O$ и гидрозолей, находящихся в подвижном равновесии.

Исследования Малярова и Феофаровой показали, что в соляных нефтяных буровых водах грозненских и майкопских промыслов содержание SiO_2 достигает величины 20—60 мг/л (табл. 9).

Просмотр обширного аналитического материала обнаруживает, что концентрации SiO_2 30—60 мг/л являются верхним пределом накопления кремнезема в нормальных грунтовых водах. В щелочных растворах, имеющих pH выше 8.5—9, содержание кремнезема может повышаться. Так, в содовых рассолах содержание SiO_2 может достигать 200—300 мг/л. Однако известны случаи высокого содержания SiO_2 — до 170—270 мг/л — и в водах озер других типов засоления. Можно также предположить, что в условиях озерного соленакопления содержание кремнезема находится в некоторой зависимости от содержания солей в озерной воде (табл. 10).

Таблица 9

Количество растворенного кремнезема в природных вытяжках

(I, II, III — в мг/л SiO_2, IV — в мг/л SiO_2)

Воды	SiO_2	Авторы
I. Ювенильные воды:		
Большого гейзера Исландии	0,5	Ф. Зандбергер
Гейзера в Новой Зеландии	804,0	Кларк
» » » »	762,0	В. Мельвиль

Продолжение табл. 9

Воды	SiO_2	Авторы
II. Воды, проходящие в изверженных породах:		
в базальтах Богемии	33,05	Кларк
в гранитах Средней Азии (Дальвервин)	19,00	Розанов
в гранитах Богемии	14,19	Кларк
в гранитах в среднем	4,25	Бланк
III. Грунтовые воды:		
в засоленном сероземе Средней Азии (Дальвервин)	28,0	Розанов
в содовом солонце Куйбышевской области	4,5—6,5	Ковда
в почвах Швеции	1,53—22,7	Тамм
IV. Буровые воды:		
Грозненские воды	27,02—61,77	Маляров
Майкопские воды	14,28—35,11	Феофарова

Таблица 10

Содержание кремнезема в водах соляных озер

Название озера	Местонахождение	SiO_2 в мг/л	Плотный остаток в г/л	Авторы
Ван	Закавказье	178	21,0	Кларк
Сакрыл	Каспийская низменность	270	158,6	Справочник по водным ресурсам, т. V, XIII 1933—1937
Малое Чебачье	Северный Казахстан	10	—	
Малый Балак		15—22	—	
Базарбай		23	—	
Содовое озеро . .		299	213,7	
Dwens Lake . . .		210	72,7	
Tulare Lake . . .	Калифорния	27	4,9	Кларк
Albert Lake . . .		243	39,2	
Moses Lake . . .		150	2,9	

Поступая в наземные и грунтовые воды в колоссальных количествах при выветривании, силикаты щелочей подвергаются процессу гидролиза и карбонизации и образуют силикатно-щелочные воды, содержащие сложную смесь ионных и коллоидальных растворов кремнезема, карбонатов и бикарбонатов щелочей. Однако, мигрируя вместе с водами грунтового потока через толщи осадочных пород и почвенные горизонты, растворы

кремнезема не могут накопиться в сколько-нибудь значительных количествах, так как их накопление ограничено реакциями, осаждающими кремнезем из раствора в осадок.

Наибольшее значение имеет реакция взаимодействия с бикарбонатами Ca. Не меньшее значение имеет также реакция взаимодействия с $CaSO_4$ и $MgSO_4$. Во всех этих случаях образуется тонкий осадок $CaSiO_3$ или $MgSiO_3$, медленно переходящий в последующем под влиянием углекислоты в тонкодисперсный гель SiO_2 и карбонаты Ca и Mg. Со-временем тонкодисперсный гель кремнезема переходит во вторичный кварц.

Фактором, ограничивающим накопление кремнезема в грунтовых водах, таким образом, является концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$, в присутствии которых кремнезем неизбежно выпадает из раствора.

Экспериментальное изучение реакции взаимодействия силикатов щелочей с различными солями, проведенное И. И. Феофаровой, установило, что осаждение кремнекислого Ca начинается при концентрациях SiO_3'' выше 100 мг/л; при концентрациях SiO_3'' ниже 100 мг/л осаждение кремнезема не наступало в лабораторных условиях при любых концентрациях $Ca^{\cdot\cdot}$ в растворе.

Фактическая величина верхнего предела содержания SiO_3'' в грунтовых водах несколько ниже этой экспериментально установленной величины. Это может объясняться, кроме расхода кремнезема на построение тканей организмов, еще и влиянием $Mg^{\cdot\cdot}$, в присутствии которого выпадение кремнезема из раствора начинается уже при концентрациях порядка 60—70 мг/л. Присутствие других солей — Na_2SO_4, NaCl, $NaNO_3$ — понижает выпадение кремнезема из растворов и способствует таким образом дополнительному накоплению кремнезема в водах. Большое значение при этом имеет Na_2SO_4, в присутствии которого связывание кремнезема $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$ понижается особенно сильно.

3. Содержание и накопление ионов HCO_3'

Содержание ионов HCO_3', в грунтовых водах засоленных районов Средней Азии и Закавказья, как правило, невелико. Изучение обширного аналитического материала показало, что в пресных грунтовых водах при минерализациях меньших 5—6 г/л часты случаи более высокого содержания иона HCO_3' (до 0,5—0,6 г/л) и даже его преобладания над содержанием Cl' и SO_4''. Это хорошо видно на графике формирования минерализации грунтовых вод Голодной Степи в интервале общего содержания солей в грунтовых водах меньше 5 г/л (рис. 5а). С дальнейшим увеличением минерализации грунтовых вод содержание HCO_3' быстро падает и вплоть до минерализации 150—200 г/л остается с небольшими колебаниями неизменно в пределах не выше 0.2—0.3 г/л, поскольку рост суммы легкорастворимых солей в грунтовых водах сопровождается прямолинейным ростом содержания Cl'. Исключением являются грунтовые воды Кулундинской степи, в которых концентрация HCO_3' растет и в высокоминерализованных водах, достигая 2.5—6 г/л (40—100 м-экв. рис. 8).

Высокое содержание гидрокарбонат-иона в грунтовых водах малой минерализации обязано нахождению в них на этой фазе минерализации бикарбонатов щелочей и щелочных земель и отсутствию в них растворов гипса. С дальнейшим увеличением минерализации грунтовых вод после растворения в них гипса и увеличения содержания ионов $Ca^{\cdot\cdot}$ ионы HCO'_3 образуют с последним $CaCO_3$, выпадающий в осадок.

4. Содержание и накопление SO_4''

При низких степенях минерализации грунтовых вод концентрация SO_4'' обычно превышает коннентрацию Cl', будучи несколько меньшей или равной HCO_3'. По мере увеличения общей концентрации легкорастворимых солей в грунтовой воде содержание SO_4'' интенсивно возрастает в прямолинейной зависимости от увеличения плотного остатка. Но в последующем скорость увеличения концентрации SO_4'' начинает замедляться и наконец прекращается полностью, давая на графике линию, параллельную оси абсцисс, соответствующую концентрации насыщения раствора сульфатами (5—10—15 г/л SO_4'').

Анализ поведения кривой накопления SO_4'' в грунтовых водах главнейших оазисов и областей соленакопления в СССР обнаруживает, что точка прекращения прироста концентрации SO_4'' в грунтовых водах наступает в различных областях и условиях при различной общей концентрации растворимых солей.

Так, из данных графических материалов (рис. 5а—13) и сводной табл. 16 можно видеть, что в грунтовых водах Среднего Поволжья это наступает при минимальной минерализации грунтовых вод — около 10 г/л. В грунтовых водах Голодной Степи, Кура-Араксинской низменности и Нижнего Поволжья (Каспийская низменность) насыщение раствора сульфатами наступает при общей минерализации грунтовых вод около 20—40 г/л. В грунтовых водах долины р. Вахш и Бухарского оазиса насыщение раствора сульфатами наступает при сумме солей в грунтовых водах около 70—85 г/л, в Ферганской долине лишь при минерализации грунтовых вод больше 100 г/л. Особое место занимают грунтовые воды дельты р. Аму-Дарьи, в которых даже при минерализации 130 г/л насыщение раствора сульфатами не обнаружено. Соответственно концетрация SO_4'' в грунтовых водах Среднего Поволжья не поднимается больше 40 м-экв. (0,2 г/л). В грунтовых водах Кура-Араксинской низменности концентрация SO_4'' не превышает в среднем 60 м-экв (3,0 г/л), в Каспийской низменности и долине р. Вахш не более 150—160 м-экв (7—8 г/л) и в Голодной Степи не более 200—250 м-экв (10—12 г/л). Значительно больших концентраций достигают сульфаты в грунтовых водах Кулундинской степи, Бухарского оазиса, Центральной Ферганы и дельты р. Аму-Дарьи. Так, в грунтовых водах Кулундинской степи насыщение раствора сульфатами наступает при концентрации SO_4'' около 360 м-экв (15—17 г/л), в Бухарском оазисе соответственно при 500—600 м-экв (25—30 г/л) и в Фергане при 800 м-экв (35—40 г/л). В грунтовых водах дельты р. Аму-

Дарьи, как отмечено, насыщение раствора сульфатами не обнаруживается, причем максимальная концентрация SO_4'' здесь достигает огромной величины — около 1000 м-экв (48—50 г/л).

Таким образом, во всех рассмотренных случаях (исключая грунтовые воды дельты р. Аму-Дарьи) после достижения сульфатами отмеченных выше определенных концентраций SO_4'' содержание Cl' начинает превышать концентрацию SO_4'' и грунтовые воды по соотношению $Cl' : SO_4''$ превращаются из сульфатных в хлоридные.

Неодинаковая величина содержания SO_4'' в грунтовых водах различных территорий современного соленакопления в СССР предопределяет образование областей различного по химизму засоления, отличающихся различным соотношением солей, аккумулирующихся в грунтовых водах, почвах и почвенных растворах.

Величины верхнего предела накопления сульфатов (SO_4'') в грунтовых водах обязаны сложному комплексу причин.

В наибольшей степени предельное содержание SO_4'' в грунтовых водах зависит от того, с каким катионом связан SO_4''.

Преобладание гипса в грунтовых водах обусловливает минимальное содержание сульфатов, определяемое растворимостью гипса в комплексе других солей (SO_4 до 5 г/л в присутствии NaCl). Накопление в грунтовых водах чистых сульфата Na и сульфата Mg должно бы дать наиболее высокие концентрации SO_4''—до 100 г/л при Na_2SO_4 и до 200 г/л при $MgSO_4$ при t=18°. Однако с такими высокими концентрациями SO_4'' ни в грунтовых, ни в озерных водах мы не встречаемся. В большинстве случаев грунтовые воды в отношении $MgSO_4$ насыщения не достигают. И лишь в отношении Na_2SO_4 можно предполагать, да и то только в Фергане и Бухаре, возможность насыщения раствора и выпадения в осадок из высокоминерализованных грунтовых вод при температурах водоносного горизонта около 15°.

Тепловой режим грунтовых вод вообще имеет большое значение в накоплении сульфатов. Чем больше прогреваются грунтовые воды, тем более высокое будет содержание SO_4'' в растворе грунтовых вод, поскольку растворимость сульфатов (особенно Na_2SO_4) при этом повышается.

Чем же объясняется установленное нами явление резко выраженного прекращения накопления сульфатов Na и Mg в грунтовых водах, наступающего при концентрациях SO_4'', намного меньших, чем это должно было бы иметь место в случаях насыщения раствора сульфатами Na и Mg? Изучая графический материал (рис. 5а—13), можно видеть, что наименьшие концентрации сульфатов в грунтовых водах характерны для областей с грунтовыми водами, имеющими наибольшие концентрации хлоридов Na (Кура-Араксинская низменность, Каспийская низменность, долина р. Вахш, Голодная Степь).

В областях меньшей хлоридности сульфаты накапливаются в значительно больших концентрациях (Бухарский оазис), достигая наивысших величин в Фергане и низовьях Аму-Дарьи, грунтовые воды которых

бедны хлоридами. Хлориды Na, вопреки ожиданию, как бы ограничивают возможность накопления сульфатов в грунтовых водах. Это прослеживается, в частности, и на грунтовых водах Ферганы, в которых с момента интенсивного прироста концентрации Cl' концентрация SO''_4 прекращает увеличиваться (рис. 12).

Можно предположить, что все это является следствием непрерывного перехода сульфатов в какое-то нерастворимое соединение. Таким соединением может быть только гипс, образование которого в данном случае происходит по реакциям, возникающим благодаря накоплению в грунтовых водах NaCl:

$$(\text{поглощ. комп.}):Ca + 2NaCl = \\ = (\text{поглощ. комп.}):Na_2 + CaCl_2.$$

$$CaCl_2 + MgSO_4(Na_2SO_4) = \\ = \underline{CaSO_4}\downarrow + MgCl_2(2NaCl).$$

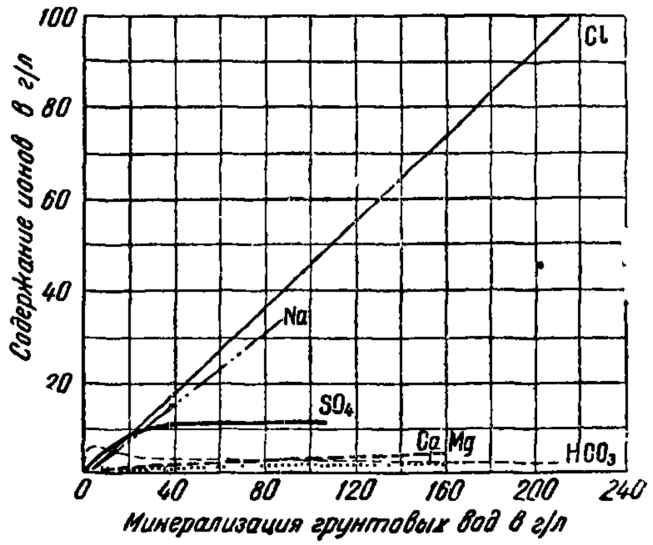


Рис. 5а. Зависимость между составом и минерализацией грунтовых вод Голодной Степи: HCO_3 — в десятикратном масштабе.

Можно, таким образом, предполагать, что накопление NaCl в грунтовых водах в процессе роста их минерализации благодаря обменным реакциям с грунтом, вытесняя поглощенный $Ca^{\cdot\cdot}$, приводит к образованию гипса, выпадению последнего из раствора и тем самым к ограничению воз-

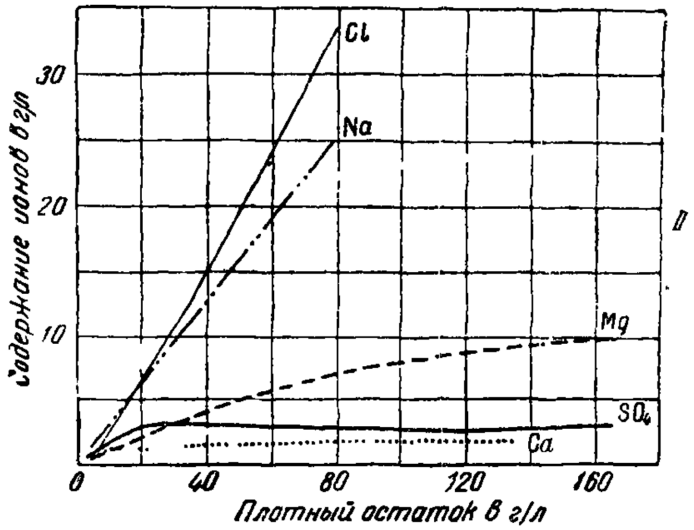


Рис. 5б. Зависимость между минерализацией и составом солей в грунтовых водах Кура-Араксинской низменности.

можности роста концентрации сульфатов Na и Mg и, наоборот, постепенному образованию и накоплению в грунтовых водах $MgCl_2$, а после полного расходования $MgSO_4$ на эту реакцию — появлению в грунтовых водах $CaCl_2$. Очевидно, вторым мощным фактором, ограничиваю-

щим накопление сульфатов (главным образом Na_2SO_4), является процесс засоления почв, сопровождающийся преимущественным переходом и накоплением Na_2SO_4 в верхних горизонтах солончаков.

5. Содержание и накопление Cl′

Поведение Cl′ в грунтовых водах отличается большей простотой и совершенно не похоже на поведение остальных анионов. Почти во всех графически обработанных нами массовых аналитических материалах уста-

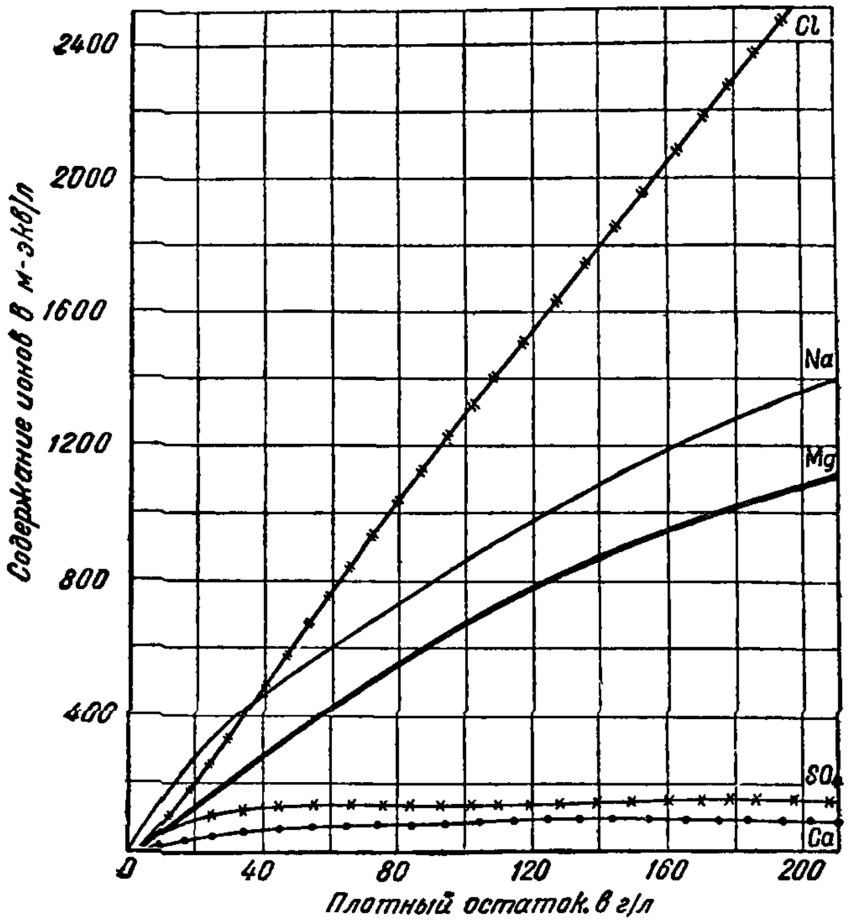


Рис. 6. Зависимость между минерализацией и составом грунтовых вод Каспийской низменности.

новлено, что концентрация Cl′ в грунтовых водах растет параллельно концентрации суммы легкорастворимых солей. При малом содержании солей в грунтовых водах концентрация Cl′ обычно меньше, чем концентрация SO_4'', и воды являются хлоридно-сульфатными, т. е. характеризуются преобладанием SO_4'' над Cl′. Но затем, после того как сульфаты достигают концентрации насыщения раствора и их содержание уже не растет, концентрация Cl′ продолжает неуклонно увеличиваться, достигая величин 50—100 г/л и составляя до одной трети — половины суммы легкорастворимых солей.

Общая концентрация всех солей в грунтовых водах, при которой содержание Cl′ начинает превышать содержание SO_4'', в различных орошаемых оазисах и областях современного соленакопления в СССР различна (табл. 16, рис. 5а—13).

В грунтовых водах Среднего Поволжья и Кулунды преобладание хлоридов над сульфатами наступает при минимальных концентрациях общего содержания солей 0,5—1 г/л. В грунтовых водах Кура-Араксинской низменности, Каспийской низменности и долины р. Вахш точка превращения хлоридно-сульфатных грунтовых вод в сульфатно-хлоридные и превышение концентрации Cl' над SO_4'' наступает при общей минерализации 5—6 г/л.

В грунтовых водах остальных областей соленакопления в СССР преобладание хлоридов над сульфатами наступает при более высоких минерализациях: в Голодной Степи — около 20 г/л, в сухой дельте р. Кашка-Дарьи — около 20—25 г/л, в Бухарском оазисе — при 60—80 г/л и в Центральной Фергане примерно при 100 г/л. В дельте р. Аму-Дарьи преобладания хлоридов над сульфатами не обнаружено вообще даже в наиболее высокоминерализованных грунтовых водах. Объясняется это, естественно, различным составом солей. Чем меньше в составе последних поступает хлоридов Na, тем более высокой концентрации достигают сульфаты в грунтовых водах и тем при больших общих минерализациях происходит превращение хлоридно-сульфатных грунтовых вод в сульфатно-хлоридные воды. И наоборот, чем большей общей хлоридностью отличается данная область соленакопления, тем в большей степени сульфаты в виде гипса выводятся через обменные реакции (см. выше) из раствора в осадок и тем при меньшей общей концентрации солей в грунтовых водах происходит их превращение из хлоридно-сульфатных в сульфатно-хлоридные.

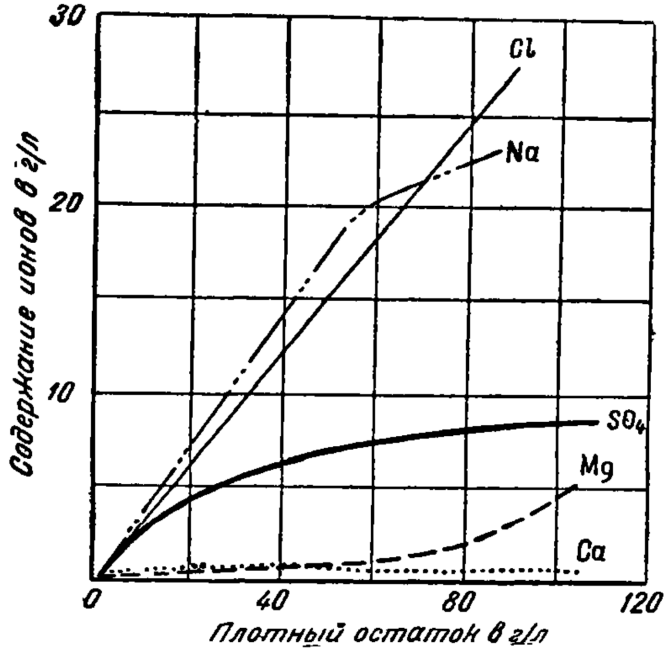


Рис. 7. Зависимость между минерализацией и составом грунтовых вод долины р. Вахш.

Различную степень хлоридности наших главнейших оазисов можно иллюстрировать следующими интересными цифрами, вытекающими из графиков.

При общем содержании легкорастворимых солей в грунтовой воде 20 г/л концентрация Cl' равняется: в Кура-Араксинской низменности 7 г/л (200 м-экв), в Каспийской низменности 7 г/л (200 м-экв), в долине р. Вахш около 7 г/л (200 м-экв), в Голодной Степи около 8 г/л (228 м-экв), в дельте р. Кашка-Дарья около 4,2 г/л (120 м-экв), в Бухарском оазисе около 1,4 г/л (40 м-экв) и в Фергане около 2,1 г/л (60 м-экв).

Поскольку выше определенных общих концентраций сульфаты и карбонаты, вследствие причин, рассмотренных ранее, обычно не участвуют в дальнейшем повышении содержания солей в грунтовых водах, постольку следует, что наиболее высокие минерализации грунтовых вод формиру-

ются в основном за счет накопления хлоридов. Концентрация хлоридов, как следует из графиков, нигде не достигает точки насыщения растворов. Это резко отличает поведение хлоридов от поведения бикарбонатов и сульфатов, которые еще при очень низких концентрациях грунтовых вод достигают состояния насыщения раствора и в процессе циркуляции грунтовых вод, имеющих концентрацию выше этих точек, выпадают из раствора в твердую фазу грунта, способствуя его карбонизации и загипсовыванию.

Достижение хлоридами состояния насыщения грунтовых вод в условиях Нижнего Поволжья, Средней Азии, Закавказья, Кулундинской степи не наступает, так как для этого потребовалась бы концентрация солей не порядка 200 г/л, а порядка 300 — 350 г/л. Подобные концентрации, как мы видели, возможны лишь в почвенных растворах и в озерных водах.

6. Содержание и накопление $Na^{\cdot}$

Содержание и накопление $Na^{\cdot}$ в грунтовых водах идет параллельно содержанию и накоплению Cl'. Исключение составляют грунтовые воды

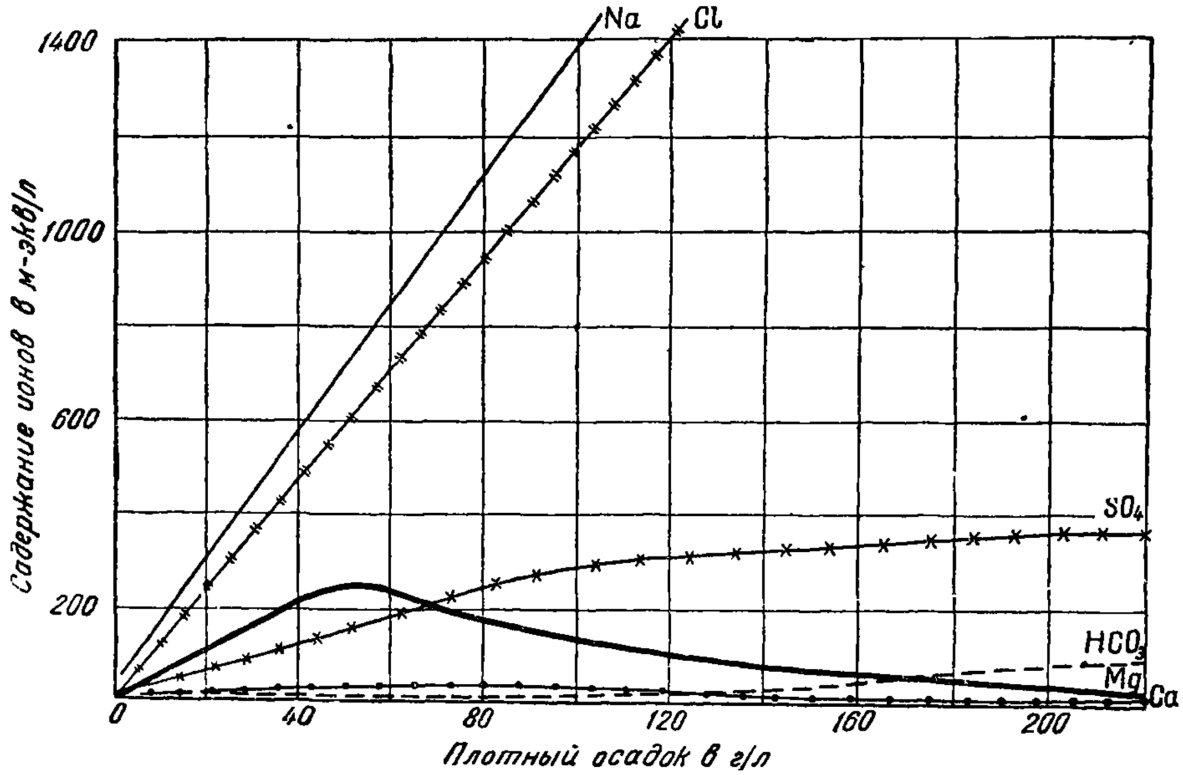


Рис. 8. Зависимость между минерализацией и составом солей грунтовых вод Кулундинской степи.

Центральной Ферганы, где они отличаются, как мы уже отметили, чрезвычайно высокой «ненормальной» сульфатностью и где накопление $Na^{\cdot}$ сопровождается параллельным накоплением SO_4''.

Начиная с самых низких концентраций солей в грунтовых водах и вплоть до предельно высоких 150—220 г/л, кривая накопления $Na^{\cdot}$ возрастает в прямолинейной зависимости от общей концентрации и параллельно Cl'.

Отсюда следует, что накопление $Na^{\cdot}$ и Cl' протекает в грунтовых водах в основном в форме NaCl.

Сопоставляя на рис. 5а—13 кривые накопления $Na^{\cdot}$ с кривыми накопления $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$, можно видеть, что при самых низких концентрациях солей в грунтовых водах содержание $Na^{\cdot}$ зачастую бывает меньше содержания $Ca^{\cdot\cdot}$. Это соответствует примерно фазе карбонатных и сульфатных вод.

При наиболее высоких концентрациях солей в грунтовых водах — выше 80—100 г/л — кривая роста концентрации $Na^{\cdot}$ иногда начинает обнаруживать отставание от Cl'. Так, в Кура-Араксинской низменности заметное отставание накопления $Na^{\cdot}$ от накопления Cl' начинается с концентрации примерно 40 г/л, в долине р. Вахш — примерно с концентрации 70 г/л, в Каспийской низменности — с концентрации около 40—50 г/л, в Голодной Степи — с концентрации порядка 40—60 г/л. В Бухарском и Ферганском оазисах подобное отставание не обнаружено.

Отставание в накоплении $Na^{\cdot}$ в сравнении с накоплением Cl' по мере общего роста содержания солей в грунтовых водах совпадает и, очевидно, обязано нарастающему при очень высоких концентрациях NaCl накоплению в грунтовых водах $Mg^{\cdot\cdot}$ за счет его вытеснения из обменного состояния.

7. Содержание и накопление $Mg^{\cdot}$

Анализируя кривые, иллюстрирующие содержание и накопление $Mg^{\cdot\cdot}$ в связи с увеличением минерализации грунтовых вод, можно видеть для всех областей соленакопления в СССР очень медленное увеличение концентрации $Mg^{\cdot\cdot}$ в грунтовых водах (2—3 г/л $Mg^{\cdot\cdot}$) даже при самых высоких общих концентрациях солей. Лишь по достижении общего содержания солей в грунтовых водах 100—120 г/л можно обнаружить усиление накопления $Mg^{\cdot\cdot}$ в грунтовых водах (до 5—8—10 г/л $Mg^{\cdot\cdot}$). Создается впечатление о существовании мощных факторов, задерживающих поступление и накопление $Mg^{\cdot\cdot}$ в грунтовых водах на фазе низких и средних концентраций солей в последних. Этими факторами могут быть, как отмечено выше, процессы необменного закрепления $Mg^{\cdot\cdot}$ коллоидальными фракциями грунтов, вмещающих грунтовые воды, образование силикатов магния, доломитизация почв и грунтов, обменная адсорбция $Mg^{\cdot\cdot}$ и, наконец, накопление и задержка $Mg^{\cdot\cdot}$ в почвенных растворах (см. ниже о почвенных растворах).

Лишь после того как высококонцентрированные растворы грунтовых вод завершат упомянутые реакции, лишь после того как $Na^{\cdot}$, достигнув в грунтовых водах и почвенных растворах высоких концентраций, начнет вытеснять поглощенный ранее $Mg^{\cdot\cdot}$ в раствор, создается возможность аккумуляции $Mg^{\cdot\cdot}$ в грунтовых водах и роста его концентрации. Обнаруживается это при общих концентрациях солей в грунтовых водах, не меньших 60—100 г/л.

Сопоставляя содержание $Mg^{\cdot\cdot}$ в грунтовых водах различных оазисов Средней Азии, Закавказья и Поволжья, можно отметить, что наибольшей

магнезиальностью характеризуются Прикаспийская и Кура-Араксинская низменности, а также долина р. Вахш. Об этом можно судить по содержанию $Mg^{\cdot\cdot}$ при одних и тех же концентрациях солей в грунтовых водах этих областей.

Так, при общей сумме легкорастворимых солей 90—100 г/л содержание $Mg^{\cdot\cdot}$ в Каспийской и Кура-Араксинской низменностях достигает 4—8,5 г/л (около 700 м-экв), в Бухарском оазисе—3 г/л (около 260 м-экв),

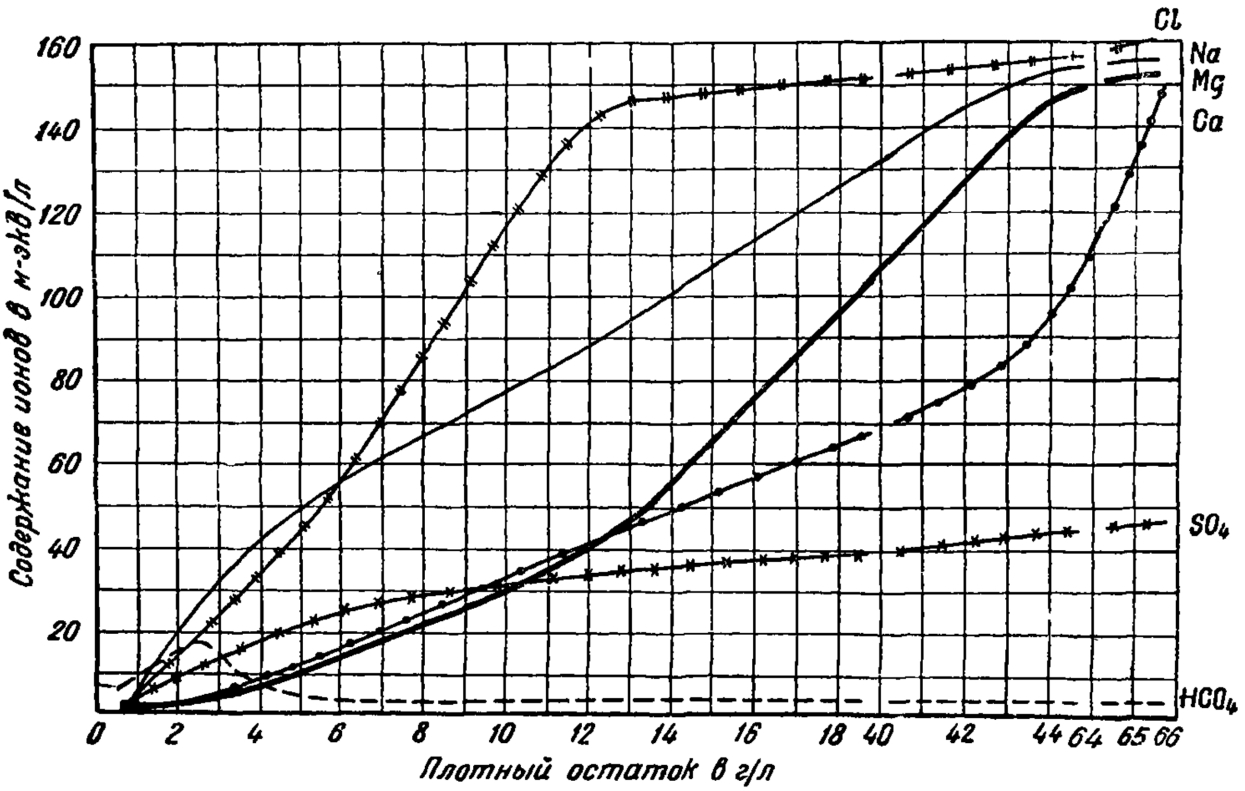


Рис. 9. Зависимость между минерализацией и составом солей грунтовых вод Северного и Среднего Поволжья.

в долине р. Вахш — 3—5 г/л (260—400 м-экв). В то же время при этих же общих концентрациях солей в грунтовых водах концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$ в Фергане равна 2, 5 г/л (200 м-экв) и в Голодной Степи 2—3 г/л (160—260 м-экв).

В грунтовых водах оазисов и областей соленакопления СССР намечаются определенные и устойчивые различия в соотношениях между $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Ca^{\cdot\cdot}$. В большинстве случаев концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$ превышает или равна концентрации $Ca^{\cdot\cdot}$. Исключением являются грунтовые воды Ферганской долины, в которых концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ при малых минерализациях грунтовых вод равна, а при высоких (выше 40 г/л) — выше концентрации $Mg^{\cdot\cdot}$.

Некоторым отклонением также являются грунтовые воды долины р. Вахш, в которых при малых минерализациях грунтовых вод (до 40 г/л) содержание $Ca^{\cdot\cdot}$ вдвое выше, чем содержание $Mg^{\cdot\cdot}$. В грунтовых водах всех остальных районов, как отмечено, концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$, как правило, равняется или намного превышает концентрацию $Ca^{\cdot\cdot}$.

Однако общая минерализация грунтовых вод, при которой наступает преобладание $Mg^{\cdot\cdot}$ над $Ca^{\cdot\cdot}$, в различных областях не одинакова. Так, в грунтовых водах дельты р. Кашка-Дарьи и Бухарского оазиса

преобладание $Mg^{\cdot\cdot}$ над $Ca^{\cdot\cdot}$ наступает при крайне низкой общей минерализации грунтовых вод — 1—2 г/л; в грунтовых же водах Каспийской низменности и Кулундинской степи—при общих концентрациях солей 3—5 г/л. В грунтовых водах Кура-Араксинской низменности, Голодной Степи и Среднего Поволжья начало преобладания $Mg^{\cdot\cdot}$ над $Ca^{\cdot\cdot}$ наступает при значительно более высоких общих минерализациях—10—12 г/л. В грунтовых водах долины р. Вахш и дельты р. Аму-Дарьи преобладание солей Mg над солями Ca наступает при еще более высоких общих минерализациях — 40—50 г/л.

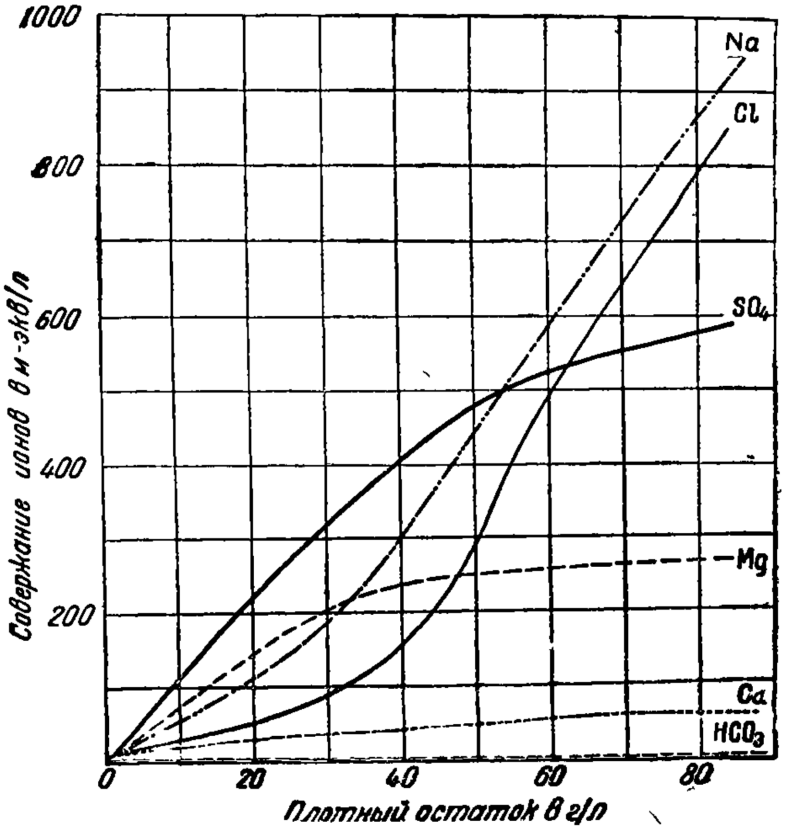


Рис. 10. Зависимость между минерализацией и составом солей грунтовых вод Бухарского оазиса.

Как можно видеть из данных табл. 15, минерализация грунтовых вод, при которой $Mg^{\cdot\cdot}$ начинает преобладать над $Ca^{\cdot\cdot}$, является тем более высокой, чем выше концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ при насыщении его солями грунтовых вод. Так, в Ферганской долине, в грунтовых водах которой максимальная концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ достигает 220 м-экв, точка преобладания в растворе $Mg^{\cdot\cdot}$ над $Ca^{\cdot\cdot}$ не установлена даже в наиболее минерализованных водах (около 100 г/л).

8. Содержание и накопление $Ca^{\cdot\cdot}$

Большой интерес представляет поведение в грунтовых водах солей Ca. На ранних фазах формирования минерализации грунтовых вод содержание $Ca^{\cdot\cdot}$ часто превышает концентрацию $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$, заметно повышаясь с общим ростом суммы солей. Однако соли Ca в большинстве случаев вскоре достигают точки насыщения раствора грунтовых вод. Так, в грунтовых водах Кура-Араксинской низменности, долины р. Вахш, Голодной Степи

насыщение солями $Ca^{"}$ наступает уже при минерализациях около 10 г/л и выше. При этих концентрациях солей концентрация $Ca^{"}$, достигнув примерно 100—150 м-экв (около 2—3 г/л $Ca^{"}$), в последующем, вплоть до предельно высоких концентраций солей грунтовых вод 150—200 г/л, остается на одном и том же уровне и рисуется линией, параллельной оси абсцисс.

В грунтовых водах Кулундинской степи и дельты Кашка-Дарьи насыщение раствора солями Ca наступает при общей минерализации 30—40 г/л.

В Ферганской долине, Бухарском оазисе и Каспийской низменности насыщение раствора грунтовых вод солями $Ca^{"}$ наступает при еще более высоких общих концентрациях солей — 60—80 г/л.

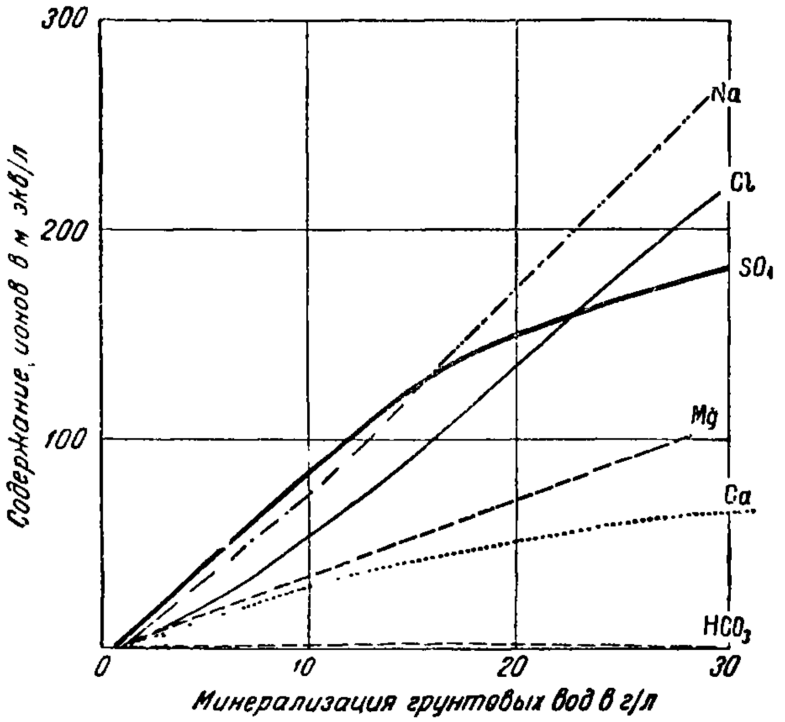


Рис. 11. Зависимость между минерализацией и составом грунтовых вод сухой дельты р. Кашка-Дарья.

В грунтовых водах Среднего Поволжья, дельты р. Аму-Дарьи насыщение солями $Ca^{"}$ не обнаружено вообще при концентрациях 65 г/л (Среднее Поволжье) и 130 г/л (дельта р. Аму-Дарьи). Впрочем, не исключено, что это объясняется неполнотой либо ошибочностью аналитических данных.

Заслуживает быть отмеченным, что в грунтовых водах Среднего Поволжья, Ферганской долины и дельты Аму-Дарьи соли $Ca^{"}$ достигают наивысших концентраций—150—230 м-экв (3—4 г/л) $Ca^{"}$. Минимальные концентрации $Ca^{"}$ при насыщении раствора его солями обнаружены в грунтовых водах Кулундинской степи (10—15 м-экв), что, несомненно, надо объяснить накоплением в них бикарбонатов щелочей. Невысокая концентрация $Ca^{"}$ характерна также для грунтовых вод дельты Кашка-Дарьи и Бухарского оазиса — не выше 60 м-экв.

Таким образом, очевидно, что в грунтовых водах оазисов и областей соленакопления СССР $Ca^{"}$ присутствует в форме различных соединений.

В тех областях, в которых насыщение растворов грунтовых вод солями $Ca^{\cdot}$ наступает при низких концентрациях, соли $Ca^{\cdot\cdot}$, очевидно, представлены карбонатами и гипсом. После того как эти соединения достигнут состояния насыщения раствора, прирост $Ca^{\cdot\cdot}$ в грунтовых водах прекращается и все вновь образующиеся его соединения выпадают непрерывно в грунт, способствуя обогащению грунта и почвы углекислым Ca и гипсом. В среднем насыщение грунтовых вод солями $Ca^{\cdot\cdot}$ в различных районах Союза наступает при концентрации $Ca^{\cdot\cdot}$ 1—3 г/л (50—150 м-экв). Наиболее резкие отклонения от этой общей закономерности обнаруживаются в грунтовых водах Центральной Ферганы и дельты Аму-Дарьи, где концентрации $Ca^{\cdot\cdot}$ достигают весьма больших величин — 220—230 м-экв (4—4,5 г/л). Не исключено, что это обязано нахождению здесь солей $Ca^{\cdot\cdot}$ в форме полугидрата, растворимость которого значительно выше растворимости гипса.

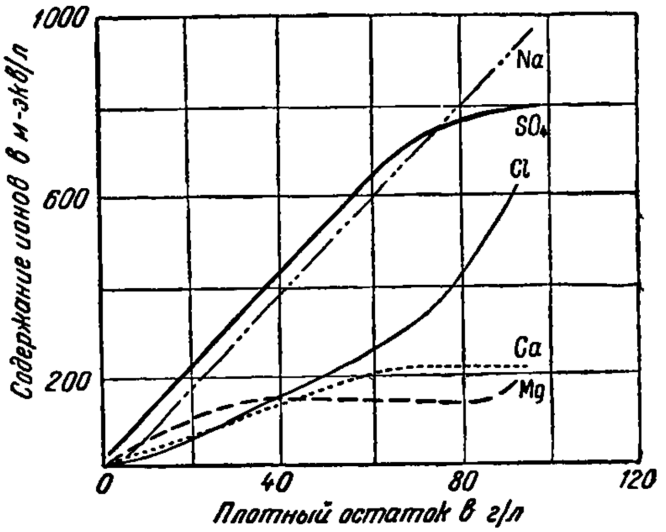


Рис. 12. Зависимость между минерализацией и составом грунтовых вод в Ферганской долине.

Обогащенность грунтовых вод Центральной Ферганы и дельты Аму Дарьи солями Ca является важнейшим агромелиоративным признаком, объясняющим пониженную токсичность солей, циркулирующих и накопляющихся в почвах этих районов, а также удовлетворительные фильтрационные свойства почв и грунтов при промывках.

9. Накопление и состав солей в различных слоях грунтовой воды

Процесс накопления легкорастворимых солей протекает наиболее интенсивно в верхних слоях почвенно-грунтовых вод. Это обязано тому, что верхние слои грунтового потока в случае приближения к поверхности подвергаются воздействию наземных биотических и метеорологических факторов, способствующих повышению концентрации солей вследствие расходования раствора грунтовых вод на испарение и транспирацию.

С другой стороны, поверхностный горизонт воды, участвуя в почвообразовательных процессах, растворяет соли, находящиеся в почвенных горизонтах и накопленные в предшествующие периоды жизни почвы.

Наконец, поверхностный слой грунтовой воды в засоленных почвах, будучи тесно связан с почвенными растворами последних, в период увлажнения почвенного профиля сверху принимает и наслаивает на себя концентрированные почвенные растворы, двигающиеся в нисходящем направлении во влажный сезон года.

Все это приводит к тому, что в горизонте грунтовой воды обособляется ее поверхностный слой, отличающийся более высокой минерализацией.

Этот факт был подмечен Герасимовым и Ивановой в условиях Кулундинской степи, Фагелером для почв Ирана и Малыгиным для почв Голодной Степи.

Изучая имеющийся чрезвычайно небольшой фактический материал по этому поводу, можно видеть, что обычно верхний слой грунтовых вод с повышенной минерализацией не обладает большой мощностью и постепен-

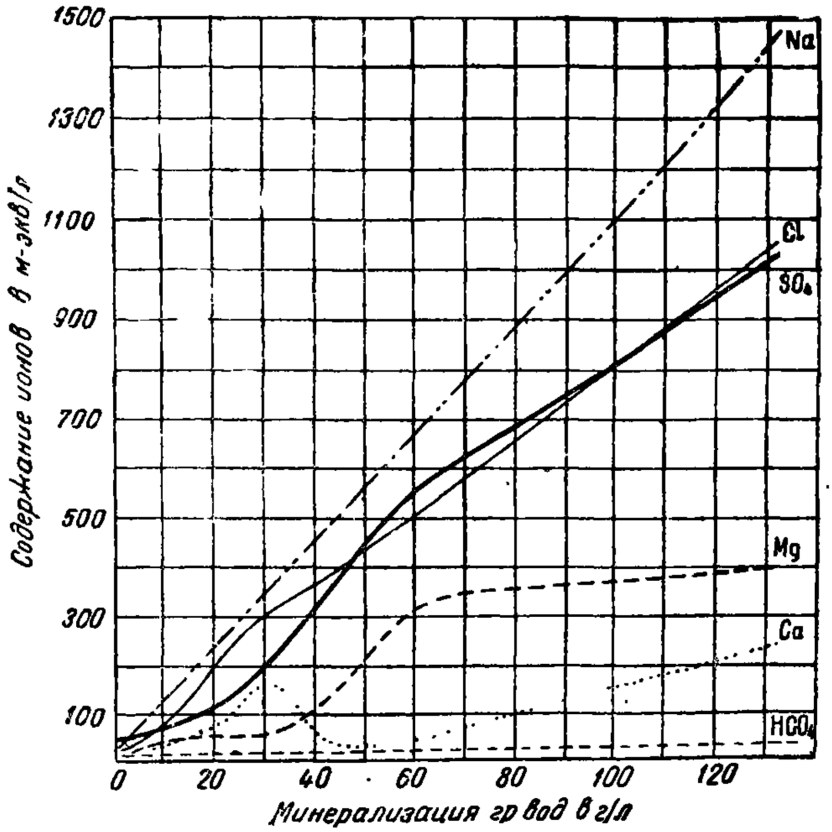


Рис. 13. Зависимость между минерализацией и составом грунтовых вод дельты Аму-Дарьи.

но переходит в более глубокие горизонты, отличающиеся меньшей минерализацией. Однако мощность горизонта грунтовой воды, на которую оказывают влияние наземные факторы, вызывающие повышение минерализации, может достигать довольно большой величины (табл. 11).

Таблица 11

Изменение минерализации грунтовых вод с глубиной в скважине на ст. Золотая Орда (по В. С. Малыгину в г/л)

Глубина в м	Сухой остаток	Cl	SO_4
1,8	14,72	4,88	3,83
3,8	13,82	4,56	3,67
5,6	13,06	4,31	3,49
13,0	12,54	4,67	3,05
20,5	9,24	2,50	2,88
27,0	2,87	0,739	0,644
65,18	6,79	1,28	2,408

По данным глубокой скважины, заложенной на ст. Золотая Орда, зона грунтовых вод повышенной минерализации охватывает толщу порядка 11 м. На всей глубине от 1.8 до 13.0 м содержание солей в грунтовой воде колеблется в пределах 14.72—12.55 г/л, и лишь на глубине 20.5 м содержание солей резко опускается до 9.24 г/л.

Дробное послойное изучение грунтовых вод под солончаком Центральной Ферганы обнаружило, что слой высокоминерализованной грунтовой воды однообразного состава имеет мощность более 100 см. (табл. 12).

Таблица 12

Послойные изменения минерализации грунтовой воды в Центральной Фергане под солончаком

(разрез № 3, 4. VIII. 1940 г., в г/л)

Глубина от уровня грунтовой воды в см	CO_3	HCO_3	Cl'	Сухой остаток
0—5	Следы	0,513	9,972	95,259
25	0,031	0,520	9,598	92,544
50	0,062	0,545	9,801	94,224
75	0,062	0,563	9,859	95,288
100	0,049	0,568	9,850	96,336

Более систематические послойные исследования минерализации грунтовых вод, проведенные А. З. Зайчиковым под руководством автора в Голодной Степи, обнаруживают, что в грунтовых водах, залегающих в целинных солончаках на глубине 240 см, содержится солей 11,18 г/л, а на глубине 300—350—400 см — всего лишь 6.6—6.8 г/л, т. е. вдвое меньше.

Изменение качественного состава солей при этом подчинено тем же закономерностям, которые описаны нами выше. Параллельно с общим увеличением содержания легкорастворимых солей в составе их начинает все больше увеличиваться абсолютное и относительное содержание Cl', а концентрация SO_4'' после некоторого увеличения при слабых минерализациях, достигнув 3—4 г/л, в дальнейшем почти не увеличивается, отражая процесс насыщения сульфатами раствора грунтовой воды и выпадения их в твердую фазу.

Параллельно с увеличением содержания Cl' отмечается накопление Na'; Mg'' обнаруживает недостаточно закономерные колебания. Концентрация HCO_3' колеблется у величин порядка 0,2—0,3 г/л, также совпадая с состоянием насыщения раствора. Концентрация Ca'' выражается величинами порядка 0,5—0,6 г/л, отвечая насыщению раствора бикарбонатами и сульфатами Ca (табл. 13).

Однако не следует думать, что этот тип изменения минерализации грунтовых вод с глубиной с постепенным уменьшением содержания легкорастворимых солей сверху вниз является единственным.

В случаях развития процессов рассоления и систематического наслоения пресных поливных, промывных и фильтрационных вод на исходный высокоминерализованный горизонт грунтовых вод при условиях известной дренированности территории развивается обратный тип профиля

Таблица 13

Послойная минерализация грунтовых вод в почвах Голодной Степи
(данные Зайчикова в г/л)

Дата взятия пробы	Глубина взятия пробы в см	Сухой остаток в г/л	Щелочность от HCO_3		Cl'	SO_4''	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$ по разности
			норм. карб.	общая					
Скважина № 4а. Хлопковое поле. Солончаковое пятно									
21.X.41	242	23,240	0,464	2,623	7,530	5,984	0,700	0,558	6,878
	350	21,020	0,061	0,415	6,045	7,003	0,630	0,336	6,069
	400	21,380	нет	0,415	6,062	6,971	0,625	1,081	4,662
Скважина № 68. Целина. Солончак									
31.X.41	242	11,180	нет	0,204	2,218	4,603	0,514	0,453	2,270
	300	6,680	—	0,223	1,118	2,992	0,302	0,296	1,334
	350	6,820	—	0,207	1,240	2,967	0,307	0,898	0,252
	400	6,640	—	0,201	1,310	2,918	0,312	0,301	1,394
Площадка № 2, Люцерна									
10.X.41	182	10,680	нет	0,400	2,175	4,422	0,615	0,671	1,702
	250	11,320	—	0,281	2,481	4,480	0,599	0,580	2,073
	300	12,500	—	0,287	2,743	4,891	0,605	0,606	2,386
	350	13,420	—	0,271	2,920	5,294	0,574	0,610	2,719
	400	13,940	—	0,253	3,022	5,425	0,574	0,602	2,852

послойной минерализации. В этих случаях на поверхности грунтовых вод формируется опресненный горизонт, наслоенный на горизонт минерализованной воды. В табл. 13 приведен, по данным А. З. Зайчикова, пример подобного случая. Развитие процессов рассоления почв под покровом люцерны и интенсивные поливы поля на фоне даже слабой дренированности привели к тому, что верхний слой грунтовых вод, лежащий на глубине 180 см, содержит на 3 г солей меньше, чем лежащий на глубине 350—400 см. То же обнаруживается на полях хорошей люцерны и в Центральной Фергане (табл. 14).

Таблица 14

Послойная минерализация грунтовых вод на полях люцерны в Фергане 4.VIII.1940 (в г/л)

Глубина от уровня грунтовой воды в см	CO_3	HCO_3	Cl	Сухой остаток
0—5	0,080	0,670	0,223	8,200
25	0,099	0,701	0,280	9,048
50	0,080	0,657	0,224	10,032
75	0,105	0,551	0,367	10,976
100	0,055	0,532	0,374	12,736

Следует отметить, что это подмеченное многими мелиораторами чрезвычайно важное явление опреснения грунтовых вод в процессе рассоления территории имеет особенно широкое место в районах старых ирригационных систем и вдоль крупных ирригационных каналов.

В случае очень сильного рассоления опреснение может охватить большую толщу. Так, Ф. П. Саваренским подмечено интенсивное опреснение грунтовых вод в так называемых лиманах и падинах Каспийской низменности. Слабо выраженные на-глаз понижения мезорельефа (лиманы, падины) в Каспийской низменности оказываются вполне достаточными для сбора после весеннего снеготаяния большого количества пресной воды поверхностного стока. Скапливаясь на днище лимана и падины и фильтруясь через толщу почвы в грунтовые воды, весенние пресные снеговые воды в конечном счете опресняют весь водоносный горизонт на глубину многих метров (табл. 15).

Таблица 15

Опреснение грунтовых вод в лиманах Каспийской низменности

(Данные Ф. П. Саваренского)

Водоносные горизонты	Содержание солей в г/л			
	В степи, скв. № 1	В лимане		
		скв. № 2	скв. № 3	скв. № 4
Верховодка	32,7	3,2 2,9	2,0	0,5
Глины 8,5—15 м	—	—	1,0	2,6 4,3
Песчанистая глина 17—25 м . .	54,8	32,1 49,1	1,0 25,8 34,0	14,6
Песок, переслаивающийся с глиной и суглинком, 26,7—29,9 м	—	—	41,4	31,0

В тех случаях, когда водовмещающие грунты сложены соленосными осадочными породами, отложенными в условиях соленого озера или соленой лагуны, послойная минерализация грунтовых вод будет определяться в основном содержанием легкорастворимых солей в породе. Обычно в этих случаях мы не можем установить закономерного изменения общего содержания солей с глубиной, так как каждая из прослоек водовмещающего грунта может иметь свой собственный запас и состав солей, отложившихся в нем.

Интересной иллюстрацией такого случая являются данные инж. Кулошвили о послойном содержании легкорастворимых солей в глубоких буровых скважинах ряда участков территории Кура-Араксинской низменности. Им установлено, что здесь на глубину 40—60 м общее содержание легкорастворимых солей устойчиво колеблется в пределах 50—60 г/л.

10. Стадии формирования минерализации грунтовых вод

Сопоставляя рассмотренные материалы, можно установить 4 основных стадии формирования минерализации грунтовых вод.

а) Стадия силикатно-карбонатных вод, для которой характерна очень низкая концентрация общего содержания солей и относительно большая доля в составе последних силикатов щелочей, бикарбонатов и карбонатов щелочей и щелочных земель. В грунтовых водах этой стадии происходит постепенное насыщение раствора соединениями силикатов и карбонатов с выпадением их в осадок.

б) Стадия сульфатно-карбонатных вод, для которой характерно более высокое общее содержание солей — до 3—5 г/л— и постепенное насыщение раствора карбонатами и сульфатами Ca, с выпадением последних в грунте совместно с соединениями кремнезема.

в) Стадия хлоридно-сульфатных вод, наступающая в различных областях при различной минерализации грунтовых вод. Так, для грунтовых вод Среднего Поволжья и Кулундинской степи эта стадия наступает при минерализации выше 0,5—1 г/л, для грунтовых вод Кура-Араксинской низменности, долины р. Вахш, Каспийской низменности и Голодной Степи — при минерализации более 5—20 г/л, а для грунтовых вод Бухарского оазиса и Ферганской долины — при минерализации 60—80—100 г/л. Для дельты р. Аму-Дарьи стадия хлоридно-сульфатных вод сохраняется вплоть до общей минерализации порядка 130 г/л. Выше отмеченных общих минерализаций грунтовых вод сульфаты постепенно достигают состояния насыщения ими раствора.

Так как приток NaCl, а также сульфатов Ca, сульфатов Na и сульфатов Mg, обладающих различной растворимостью, в различных областях неодинаков, то и точки насыщения грунтовых вод сульфатами наступают при различном верхнем пределе концентрации их. Для этой стадии характерно непрерывное совместное выпадение в осадок соединений кремнезема, углекислого Ca, углекислого Mg, сульфата Ca и в значительной степени сульфата Na.

г) Стадия сульфатно-хлоридных вод, являющаяся наиболее поздней в общем процессе роста минерализации грунтовых вод. Наступает в наиболее аридных условиях при бессточных и близких к поверхности грунтовых водах (1—1,5 м). Общая минерализация грунтовых вод в этой стадии, как правило, не менее 5—20 г/л. Верхний предел минерализации под солончаками обычно равен 30—50—70 г/л, достигая иногда 100—150 г/л, а в соляных грязях — 150—200 г/л.

Стадия сульфатно-хлоридных вод не установлена нами для Центральной Ферганы и дельты Аму-Дарьи.

Для этой стадии грунтовых вод характерны насыщенность раствора силикатами, бикарбонатами Ca и Mg, сульфатами Ca и Na и выпадение последних из раствора.

Вследствие реакций вытеснения обменного $Ca^{\cdot\cdot}$ и осаждения гипса, выпадения Na_2SO_4 из раствора, а также вытеснения обменного $Mg^{\cdot\cdot}$,

в грунтовых водах этой стадии минерализации обнаруживается повышение концентрации $Mg^{\cdot\cdot}$ и тенденция превращения натриевых грунтовых вод в магнезиальные, что, однако, в грунтовых водах не наступает, так как не достигается насыщение раствора NaCl. Как показано ниже, в почвенных растворах Ферганы в составе катионов выходит на первое место уже $Mg^{\cdot\cdot}$, оттесняя на задний план не только $Ca^{\cdot\cdot}$, но и $Na^{\cdot}$.

Перечисленные 4 стадии формирования минерализации грунтовых вод, сменяя во времени одна другую, вместе с тем закономерно размещаются в пространстве. Обычно в каждом крупном физико-географическом районе или орошаемом массиве, характеризующемся регулярными условиями питания, движения и оттока грунтовых вод, обнаруживаются все либо как минимум три (исключая первую) стадии минерализации грунтовых вод, окаймляющих источник питания грунтовых вод в виде зон сульфатно-карбонатных, хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных вод.

Наиболее отчетливо такое зональное расположение грунтовых вод различной минерализации по количеству и составу солей можно видеть на примере субаэральных дельт и подгорных конусов выносов Средней Азии. Обычно верхняя часть субаэральной дельты, являющаяся зоной питания грунтовых вод за счет фильтрующихся наземных вод из рек и каналов, имеет маломинерализованные сульфатно-карбонатно-кальциевые воды, залегающие на значительной глубине.

Эта зона сменяется хлоридно-сульфатными водами, лежащими значительно ближе к дневной поверхности и обладающими большими концентрациями солей.

Наконец, периферия субаэральных дельт и конусов выносов, характеризующаяся наибольшим приближением грунтовых вод к дневной поверхности, обычно имеет максимальные концентрации солей и по составу их относится к сульфатно-хлоридной магниево-натриевой зоне.

Зональное распределение грунтовых вод в субаэральных дельтах, конусах выносов и подгорных равнинах подмечено М. М. Решеткиным, М. А. Шмидтом и А. А. Бродским в Средней Азии, В. А. Приклонским и В. Р. Волобуевым в подгорных районах Азербайджана.

Зональное размещение грунтовых вод обнаруживается вдоль речных русел, питающих своими фильтрационными водами грунтовый поток, уходящий от реки в сторону террасы. И здесь вдоль речной магистрали обычно прослеживается зональное расположение сульфатно-карбонатных, хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных вод. Последние располагаются на наибольшем расстоянии от питающей речной магистрали в понижениях центральной поймы, в притеррасных понижениях вокруг солончаковых депрессий.

Классический пример этих случаев мы находим на пойменных террасах Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи, а также в дельтах рек. Аналогичные условия складываются вдоль ирригационных каналов. Особенно детально разработан вопрос о зональном расположении грунтовых вод вдоль ирригационных каналов Георгиевским на примере Хорезма. Им установлено постепенное увеличение суммы легкорастворимых солей, степени сульфат-

ности и степени хлоридности грунтовых вод по мере удаления от канала в стороны. Это обязано питающему и опресняющему влиянию ирригационных каналов на прилегающие к ним грунтовые воды.

Однако это нормальное расположение грунтовых вод по зонам их минерализации в направлении движения грунтового потока от источника питания до района иссякания грунтового потока и расходования его на испарение может коренным образом нарушаться в зависимости от местных геологических, гидрогеологических и геоморфологических условий, а также наложения факторов хозяйственной деятельности человека. Так, в условиях наложения субаэральных дельт на речные террасы, эродированные

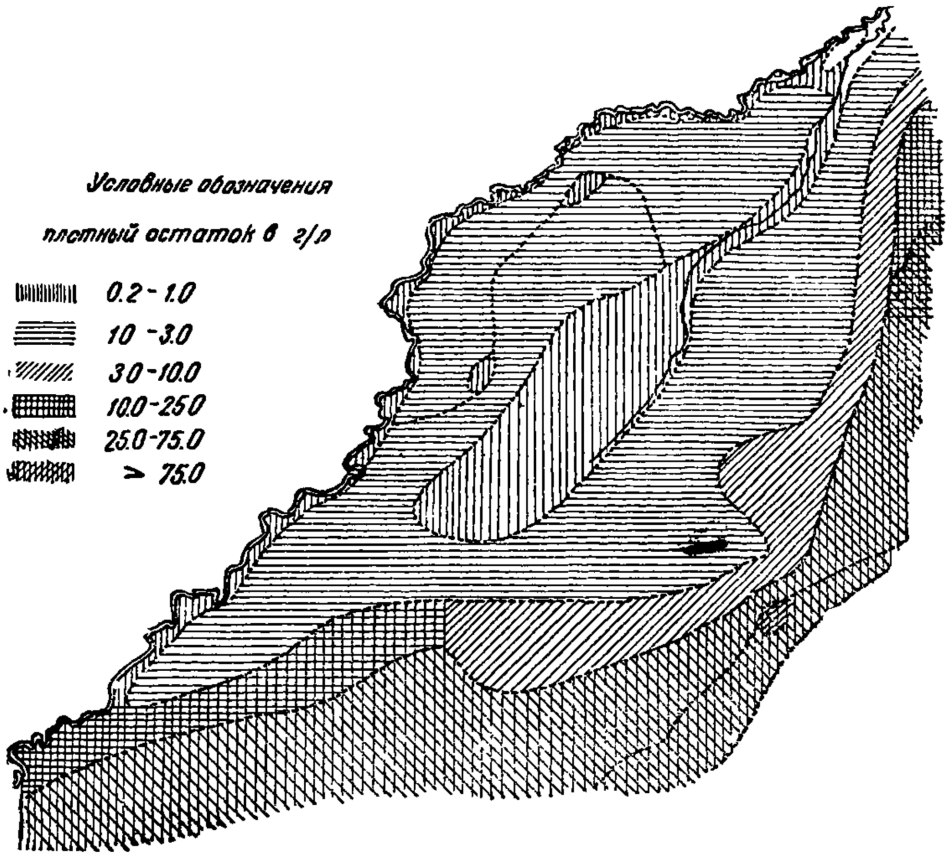


Рис. 14. Схема изменения минерализации грунтовых вод Шахрудской системы (Бухара) по отношению к источникам питания (Н. Кенесарин).

руслом реки и дренируемые последней, зона сульфатно-хлоридных наиболее минерализованных и богатых $Na^{\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$ грунтовых вод может выпадать и географически совершенно не обособляться.

Подобные случаи широко представлены в правобережной Фергане, а также, отчасти, на примере конуса выноса р. Сох.

То же может быть вызвано сооружением мощных дренажно-коллекторных систем в зонах соленакопления, что приводит к выносу солей, изменению закономерного размещения грунтовых вод по количеству и составу легкорастворимых солей в них и выпадению зон наибольшей минерализации.

На рис. 14 показано зональное размещение грунтовых вод в Бухаре.

11. Сравнительная характеристика минерализации грунтовых вод главнейших областей соленакопления в СССР

В табл. 16 приводятся сводные данные, характеризующие минерализацию и состав солей в грунтовых водах главнейших областей соленакопления в СССР.

В эту таблицу введены следующие данные:

Таблица 16

Сравнительная характеристика минерализации и состава солей в грунтовых водах главных районов засоления в СССР

Район	Минерализация грунт. вод при начале преобл. Cl над SO_4 в г/л	Минерал. грунт. вод при начале насыщен. раствора сульфат в г/л	Концентрация SO_4 при насыщен. раствора сульфатами в м.-экв.	Минерализация грунт. вод при начале преобл. Mg над Ca в г/л	Минерализация грунт. вод при начале насыщен. раствора солями Ca в г/л	Концентр. Ca при насыщ. раствора солями Ca м.-экв.	Типы засоления
Кулундинская степь . . .	При минимальных конц. (<1 г/л)	120	360	3—5	40	10—15	$Cl > SO_4 > HCO_3$ $Na > Mg > Ca$
Среднее Поволжье . . .	0,5—1,0	10	40	12	Не наст. При 65	Не наст. При 150	$Cl > SO_4$ $Na > Mg \gtrsim Ca$
Кура-Аракс. низменность	5	20	60	10	10	100	$Cl > SO_4$ $Na > Mg \gtrsim Ca$
Каспийская низменность	5	40	150	3	60—80	100	$Cl > SO_4$ $Na \gtrsim Mg > Ca$
Долина р. Вахш . .	5	85	160	50	10	100	$Cl \geqslant SO_4$ $Na > Mg \geqslant Ca$
Голодная Степь	20	40	250	12	10	100	$Cl \geqslant SO_4$ $Na > Mg \gtrsim Ca$
Сухая дельта р. Кашка-Дарья . . .	20—25	—	—	1—2	30—40	60	$Cl \approx SO_4$ $Na > Mg > Ca$
Бухарский оазис . . .	60—70	90	600	1—2	60—70	60	$Cl < SO_4$ $Na \leqslant Mg > Ca$
Ферганская долина . . .	**100**	**100**	800	не наст. до 100	60	220	$Cl < SO_4$ $Na \gtrsim Ca$ и Mg $Ca \gtrsim Mg$
Дельта Аму-Дарьи . . .	Не наст. При 130	**Не наст. При 130**	Более 1000	40	Не наст. При 130	Не наст. При 230	$Cl \approx SO_4$ $Na > Mg > Ca$

а) Величина минерализации грунтовых вод в г/л при начале преобладания Cl' над SO_4''.

б) Минерализация грунтовых вод в г/л при начале насыщения раствора сульфатами.

в) Концентрация SO_4'' при насыщении раствора сульфатами.

г) Минерализация грунтовых вод при начале преобладания $Mg^{\cdot\cdot}$ над $Ca^{\cdot\cdot}$.

д) Минерализация грунтовых вод при начале насыщения раствора солями Ca.

е) Концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ при насыщении раствора солями Ca.

Все эти данные введены в таблицу на основании анализа графического материала и, таким образом, носят осредненный приближенный характер.

Для характеристики типов засоления в отдельной графе даются индексы соотношений анионов и катионов между собой. Знак $>$ обозначает преобладание иона над другими, $<$ — его подчиненное содержание, $\approx$ — примерно одинаковую концентрацию. Помещение одного из этих знаков в верхней строчке характеризует соотношение между ионами при низких минерализациях, в нижней строчке — соотношение ионов при высоких минерализациях.

Кулундинская степь. (Обработаны аналитические данные Герасимова и Ивановой.) Кулундинская степь является своеобразной областью содово-сульфатно-хлоридного засоления с ничтожным участием солей Ca, повышенными концентрациями $Mg^{\cdot\cdot}$ и преобладанием $Na^{\cdot}$.

Несмотря на северное положение Кулундинской степи, здесь обнаруживаются грунтовые воды весьма высокой минерализации — до 125 и даже до 220 г/л. Доля участия сульфатов в составе солей довольно высокая, так как концентрация SO_4'' при высоких минерализациях достигает 300 350 м-экв (до 15 г/л). Особенно должно быть отмечено исключительно высокое, не встречающееся в других областях, содержание HCO'_3, выражающееся величиной до 10 м-экв в маломинерализованных грунтовых водах, до 20—30 м-экв в среднеминерализованных и до 40 м-экв и даже до 100 м-экв HCO'_3 в предельно высокоминерализованных грунтовых водах.

Столь же своеобразно в грунтовых водах Кулундинской степи поведение катионов. Концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ крайне невелика, меньше, чем во всех других изученных нами областях, — не более 40 м-экв, а при высокоминерализованных — менее 5 м-экв $Ca^{\cdot\cdot}$. При концентрации грунтовых вод до 50 г/л обычно высокое содержание $Mg^{\cdot\cdot}$, достигающее почти 250 м-экв (3 г/л). Для больших концентраций характерно резкое уменьшение содержания $Mg^{\cdot\cdot}$ в грунтовых водах. Содержание $Na^{\cdot\cdot}$ в грунтовых водах Кулундинской степи превышает содержание Cl', что зарегистрировано, кроме того, для грунтовых вод долины р. Вахш, дельты Кашка-Дарьи, Бухарского оазиса, Ферганы и Аму-Дарьи и свидетельствует о накоплении сернокислого Na.

Среднее Поволжье. Минерализация грунтовых вод в Среднем Поволжье выражается значительно меньшими величинами, обычно не выше 10—15 г/л и лишь в отдельных случаях 40—65 г/л.

По соотношению солей грунтовые воды Среднего Поволжья относятся также к области сульфатно-хлоридного засоления с заметным участием бикарбонатов, особенно при невысоких концентрациях солей в грунтовых водах (2—3 г/л), когда концентрация HCO'_3 достигает 18 м-экв.

Однако концентрация сульфатов в грунтовых водах Поволжья несравненно меньше, чем в Кулундинской степи, и не превышает 30—40 м-экв SO_4''. В составе катионов преобладает $Na^{\cdot}$; концентрации $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Ca^{\cdot\cdot}$, особенно при высокоминерализованных грунтовых водах (больше 10—15 г/л), также очень велики.

Кура-Араксинская низменность. Кура-Араксинская низменность является областью резко выраженного хлоридного засоления, с очень сильным преобладанием NaCl над остальными солями. Вследствие высокой аридности климата Кура-Араксинской низменности концентрации солей в грунтовых водах достигают 100—170 г/л.

При невысоких концентрациях грунтовых вод $Ca^{\cdot\cdot}$ преобладает над $Mg^{\cdot\cdot}$, при минерализации же выше 10 г/л и больше $Mg^{\cdot\cdot}$, как правило, преобладает над $Ca^{\cdot\cdot}$ и достигает очень высоких концентраций — порядка 800 м-экв (10 г/л).

Каспийская низменность (Нижнее Заволжье). Каспийская низменность является также областью сильного преобладания хлоридов над сульфатами и районом, где грунтовые воды достигают весьма высоких концентраций (200—220 г/л). Концентрация SO_4'' в грунтовых водах не превышает 120—150 м-экв (5—6 г/л). Но, в отличие от других рассмотренных выше областей, в составе солей Каспийской низменности большую роль играют соли Mg. Почти при всех степенях минерализации грунтовых вод Каспийской низменности концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$ лишь немногим (150—200 м-экв) меньше концентрации $Na^{\cdot}$ и достигает громадных величин — 1000—1100 м-экв (до 13 г/л). Поэтому Каспийскую низменность необходимо рассматривать как область хлоридного-NaMg засоления, что выделяет ее из остальных рассмотренных районов соленакопления в СССР.

Долина р. Вахш. Долина р. Вахш является областью сульфатно-хлоридного-Na засоления. Однако в долине р. Вахш степень хлоридности несколько ослаблена за счет повышения участия сульфатов, концентрация которых достигает заметных величин (150—160 м-экв SO_4''). Доля участия солей Mg в грунтовых водах долины р. Вахш несравненно меньше, чем в Кура-Араксинской и Каспийской низменностях (не выше 5 г/л).

Голодная Степь. В грунтовых водах Голодной Степи прослеживается дальнейшее уменьшение хлоридности за счет повышения накопления сульфатов и сужения соотношения $Cl' : SO''_4$. Поэтому грунтовые воды Голодной Степи даже при сравнительно высоких минерализациях (20 г/л) еще являются хлоридно-сульфатными и лишь при минерализациях 40—100 г/л и выше превращаются в сульфатно-хлоридные.

В числе катионов преобладает Na; концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Ca^{\cdot\cdot}$ невысока.

Таким образом, Голодная Степь в отношении грунтовых вод является областью хлоридно-сульфатного — сульфатно-хлоридного-Na засоления. Можно видеть, что по химизму солей грунтовые воды долины р. Вахш и

Голодной Степи близки между собой и, несмотря на индивидуальные особенности, характеризуются сходными тенденциями качественных изменений параллельно росту минерализации, представляя как бы одну группу.

Сухая дельта Кашка-Дарьи. Сухая дельта р. Кашка-Дарьи уже отличается по химизму грунтовых вод от рассмотренных выше областей. В пределах минерализации грунтовых вод до 20—30 г/л концентрации Cl' и SO_4'' почти одинаковы. Поэтому Кашка-Дарьинский оазис можно рассматривать как область хлоридно-сульфатного засоления.

Бухарский оазис. В грунтовых водах Бухарского оазиса в еще большей степени прослеживается нарастание сульфатности. Лишь при общем содержании солей в грунтовых водах больше 60—70 г/л хлориды начинают преобладать над сульфатами. Эта особенность резко отличает Бухарский оазис от районов соленакопления, рассмотренных выше.

Грунтовые воды с минерализацией больше 60—70 г/л в Бухарском оазисе встречаются редко. Поэтому Бухарский оазис в целом можно рассматривать как область хлоридно-сульфатного засоления.

Следует также отметить сравнительно высокие концентрации $Mg^{\cdot\cdot}$, достигающие 280 м-экв, а также превышение концентраций $Mg^{\cdot\cdot}$ над концентрациями $Na^{\cdot}$ в грунтовых водах низкой минерализации (до 30 г/л).

Ферганская долина. Особенности, характерные для грунтовых вод Бухарского оазиса, еще более резко выражены в грунтовых водах Ферганской долины. Как при низких, так и при высоких минерализациях грунтовых вод Ферганской долины (до 100 г/л) сульфаты преобладают над хлоридами. Кроме того, для Ферганы характерно исключительно высокое содержание в грунтовых водах $Ca^{\cdot\cdot}$ — 200—220 м-экв $Ca^{\cdot\cdot}$ (4—5 г/л), что совершенно не имело места ни в одном из рассмотренных выше случаев. Поэтому, хотя в составе катионов солей грунтовых вод Ферганы в основном преобладает $Na^{\cdot}$, концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ равна или при высоких минерализациях — превышает концентрацию $Mg^{\cdot\cdot}$.

Таким образом, Центральная часть Ферганской долины может быть отнесена по химизму грунтовых вод к области сульфатного-MgCaNa засоления.

Высокое содержание сульфатов Na и Ca в грунтовых водах Ферганской долины объясняет известную по литературным данным пониженную токсичность засоленных почв в Фергане.

Дельта р. Аму-Дарьи (Хорезм, Чимбай). Грунтовые воды Аму-Дарьинского орошаемого оазиса резко отличаются от рассмотренных выше и представляют редкий случай типичного хлоридно-сульфатного-CaMgNa засоления. При всех минерализациях грунтовых вод, начиная от наименьших, вплоть до 100—140 г/л, концентрация Cl' и SO_4'' в грунтовых водах почти одинакова. В составе катионов преобладает $Na^{\cdot}$. Концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$ достигает заметных величин (300—400 м-экв), как и концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ (180—220 м-экв). При малых минерализациях грунтовых вод при этом преобладает $Ca^{\cdot\cdot}$, при высоких (более 40 г/л) преобладает $Mg^{\cdot\cdot}$.

Сопоставляя химизм грунтовых вод дельты Кашка-Дарьи, Бухары, Центральной Ферганы и дельты р. Аму-Дарьи, можно видеть, что они как при малых, так и при высоких минерализациях представляют особую группу хлоридно-сульфатных, богатых $Ca^{"}$, вод.

Все эти три оазиса относятся к числу районов очень древнего орошаемого земледелия, несомненно, изменившего первичное соотношение солей в грунтовых водах, бывшее до орошения. Наоборот, Кура-Араксинская низменность, Голодная Степь, долина р. Вахш, составляющие группу сульфатно-хлоридного засоления, являются сравнительно молодыми, недавно орошенными или не орошавшимися районами (Каспийская низменность). Можно предположить, что многовековая ирригация способствовала большому привносу в грунтовые воды с поливными водами сульфатов, а с другой стороны, вследствие постоянного применения усиленных поливов и промывок на фоне местного не инженерного дренажа (зауры, закеши), обусловила значительный вынос хлоридов. Поэтому высокую сульфатность этих древнейших оазисов орошаемого земледелия возможно поставить в связь с воздействием хозяйственной деятельности человека.

12. Использование эмпирических кривых для определения состава солей в грунтовых водах по одному компоненту

Построенные нами, по данным массовых аналитических материалов, кривые минерализации грунтовых вод для главнейших областей соленакопления в СССР свидетельствуют о том, что рост минерализации и состав солей грунтовых вод закономерно между собою связаны и, зная одну из характеристик, можно графически найти по кривым остальные данные к оценке химизма грунтовых вод [1]. Все это открывает возможности для использования графического метода в приближенной оценке количества и состава солей в грунтовых водах различной минерализации. Полученные эмпирические кривые зависимости между составом солей и величиной плотного остатка являются осредненными и отражающими лишь основные тенденции изменения состава солей, свойственные данным физико-географическим условиям.

В отдельных случаях точки для построения кривых сильно рассеивались, свидетельствуя о неточностях анализа, а также о частных отклонениях, обязанных второстепенным и неизученным еще факторам. Однако, пользуясь нашими эмпирическими кривыми, с известным приближением, можно по одному из признаков предвидеть вероятный состав и содержание остальных компонентов солей. Лучше всего для этого определить Cl' или плотный остаток и по ним графически находить все остальные компоненты раствора.

Так как сочетание физико-географических условий в каждой области определяет зависимость между составом и содержанием солей в грунтовых водах по-своему, то, естественно, для каждой такой области необхо-

[1] Опыт графического определения состава солей был применен раньше и независимо от нас М. В. Курушиным в Азербайджане.

димо пользоваться своим эмпирическим графиком, составленным только по аналитическим материалам данной области.

Приближенное графическое определение состава солей в грунтовых водах будет тем точнее, чем тщательнее проведены исходные полные анализы грунтовых вод и чем большее число образцов вод проанализировано для составления рабочего графика.

Таблица 17

Определение приближенного состава солей в грунтовых водах по эмпирическим кривым (в г/л)

Район	Плотный остаток	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na+K
I. Голодная Степь						
1. По кривым	**16,1**	0,77	8	0,6	**1**	5
Анализ	**16,1**	2,9	7,9	0,5	0,8	3,5
2. По кривым	**42,0**	18	10	1,0	2	16,0
Анализ	**42,0**	15,5	10,9	0,8	1,08	12,7
3. По кривым	32,0	**13,7**	10	1,0	2	**12**
Анализ	33,3	**13,7**	4,7	1,0	1,7	11,9
4. По кривым	152	**69,6**	12	2	4,0	56,0
Анализ	159,9	**69,6**	23,9	1,4	4,4	46,7
II. Фергана						
1. По кривым	**24,4**	80	260	80	120	205
Анализ	**24,4**	35	292,6	186	51	120,3
2. По кривым	**25,5**	110	280	100	130	260
Анализ	**25,5**	278,2	111	39,6	56,3	297
3. По кривым	68,0	**318,6**	710	220	150	700
Анализ	71,8	**318,6**	677,8	246	113,9	649,6
4. По кривым	79,0	**411,6**	770	220	150	790
Анализ	86,9	**411,6**	829	187	111,6	950,5
III. Долина р. Вахш						
1. По кривым	**30**	9	4	1	1,0	11
Анализ	**30**	11	4,8	0,3	1,3	6
2. По кривым	**52,7**	17,9	6,0	1,0	1,0	19
Анализ	**52,7**	17,9	13,3	не опр.	не опр.	не опр.
3. По кривым	**20,3**	7	4,9	0,7	0,7	7,8
Анализ	**20,3**	6,3	5,7	0,3	1,3	6,3

Наши графики составлялись на разнообразном материале, принадлежащем многим авторам и имеющем пеструю достоверность. В книге они уменьшены для печати, что затрудняет пользование ими. Но даже пользуясь этими уменьшенными по размеру графиками, можно довольно удовлетворительно дать приближенный состав солей в грунтовых водах.

Так, зная плотный остаток, мы можем предсказать вероятную величину содержания в грунтовой воде Cl', $Na^{\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, SO_4'', $Ca^{\cdot\cdot}$. Зная величину содержания в грунтовой воде Cl', мы, используя график, можем

предсказать вероятную величину плотного остатка и концентрацию остальных ионов. Ввиду большой точности и быстроты определения Cl', лучше всего исходить из величин концентраций Cl'.

В табл. 17 приводятся параллельные данные прямых аналитических определений и определений состава и содержания ионов в грунтовых водах графическим методом с использованием наших эмпирических кривых.

Как можно видеть из этой таблицы, во многих случаях полученные графическим путем данные дают удовлетворительное совпадение с прямыми аналитическими определениями. Правда, отклонения в ряде случаев достигают заметных размеров,что ограничивает возможность использования эмпирических кривых для точного установления состава солей в грунтовых водах. Но для массовых исследований, когда можно удовлетвориться сравнительно приближенными данными, графический метод по своей дешевизне и простоте может в полной мере позволить интерпретировать получаемые цифры о содержании Cl' или плотном остатке для оценки химизма грунтовых вод.

Глава II

СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ В ПОЧВЕННЫХ РАСТВОРАХ И ИХ СОЛЕВОЙ РЕЖИМ

1. Значение почвенных растворов в изучении процессов соленакопления

Изучение процессов соленакопления в грунтах, почвах и грунтовых водах одним методом водных вытяжек, как это делалось до сих пор, совершенно недостаточно. Метод водных вытяжек позволяет охарактеризовать лишь одну сторону процессов соленакопления и их динамики — величину процентного содержания и абсолютного запаса легкорастворимых солей в почве. Количество солей, находящихся в каждый данный момент в растворенном состоянии в почвенной воде, остается при этом неизвестным, так как водная вытяжка растворяет, в дополнение к солям почвенного раствора, значительную долю солей, находившихся в естественной почве в твердой фазе. Сюда относятся прежде всего $CaCO_3$, $CaSO_4$ и в значительной степени Na_2SO_4.

Имеют место также обменные реакции с поглощением ионов солей, растворяемых водной вытяжкой, главным образом $Ca^{\cdot\cdot}$ гипса или карбонатов, и вытеснением ранее адсорбированных из концентрированного почвенного раствора $Na^{\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$ (Соколов Н. И.).

Таким образом, количество легкорастворимых солей в почвенном растворе и их качественный состав на данный отрезок времени остаются водной вытяжкой не охарактеризованными.

Между тем изучение процессов соленакопления и динамики солевого режима требует достаточно точных представлений о действительном количестве и соотношении компонентов почвенного раствора между собой, поскольку это соотношение является весьма важным физиологическим показателем условий существования культурных растений. Необходимы также правильные представления о соотношении солей, выпавших из растворов и находящихся в твердой фазе грунта, с той группой наиболее легкорастворимых солей, которые при этом остаются в растворе. Без изучения почвенного раствора это остается неизвестным.

Методом водных вытяжек нельзя также установить изменения в растворимости ряда солей ($CaCO_3$, $CaSO_4$ и др.), которые происходят в почвах в связи с накоплением таких солей, как $MgCl_2$ и $NaCl$. В момент проведения водных вытяжек все эти весьма важные особенности солевого режима почв ускользают из поля зрения исследователя, поскольку при высоком

отношении между почвой и водой в водной вытяжке вода переводит в раствор даже малорастворимые соли и обезличивает качественные особенности соленосных почвенных горизонтов.

Особенно недостаточным метод водных вытяжек является при изучении вопроса токсичности солей. Этим объясняются, например, известные случаи противоречивости цифровых данных о пределах токсичности почвенных солей для растения.

Корневая система растений имеет дело с жидкой фазой почвы, т. е. с ее почвенным раствором, и токсичность солей для растения связана именно с теми из них, которые находятся в растворенном состоянии. Водная же вытяжка, извлекая все соли, находящиеся в почве, дает преувеличенные количественные данные и неверное представление о качественном составе солей.

В свое время мы сделали попытку избежать этих трудностей при изучении явления токсичности солей путем введения понятия так называемой «условной концентрации», получаемой в результате пересчетов данных водной вытяжки и влажности почвы, определяемой из тех же образцов и в те же сроки, когда берется материал для водных вытяжек. Эти пересчеты в отношении хлоридов Na и Mg давали неплохие результаты. Но поскольку в составе солей почвы, кроме хлоридов, всегда в большом количестве присутствуют и другие соли, обладающие меньшей растворимостью, метод условных концентраций, дающий в сравнении с водными вытяжками более близкие к действительности результаты, оказывается все же недостаточным.

Прямое изучение почвенных растворов в засоленных почвах позволяет избежать всех недостатков, свойственных водным вытяжкам, и исследовать находящиеся в растворенном состоянии соли, не изменяя их количества и состава за счет растворения и обменных реакций.

Тем не менее мы не можем согласиться с мнением Мульвани и Поллярда, которые считают, что водные вытяжки вообще не могут быть полезны в изучении почвы. Это неверно потому, что данные о почвенных растворах без водных вытяжек не характеризуют абсолютного валового запаса легкорастворимых солей и не отражают количества той группы солей, которая находится в почве в твердой фазе.

Поэтому наиболее правильным путем изучения динамики солей и процессов соленакопления в грунтах и почвах будет параллельное сопряженное применение водных вытяжек и почвенных растворов на одних и тех же образцах, взятых в определенные сроки.

Проведенные ранее исследования почвенных растворов были поставлены на почвах незасоленных (Ищереков, 1910; Трофимов, 1928). Исключением является работа Мульвани и Поллярда, опубликованная в 1940 г. Мульвани и Поллярд исследовали состав почвенных растворов в почвах Индии (долина р. Инд) и в почвах Англии (район Девон). Исследования были, к сожалению, проведены на сравнительно небольшом материале и носили эпизодический характер. Поэтому сезонная динамика состава солей в растворах оказалась неохваченной. Неполным был также и список хи-

мических исследований; отсутствуют данные по содержанию Cl', SO''_4, $Ca^{\cdot\cdot}$. Поэтому полностью представить изменения в количестве и составе легкорастворимых солей в почвенном растворе этих почв не представляется возможным.

Наиболее интересным является установленная авторами закономерность повышения содержания $Ca^{\cdot\cdot}$, $K^{\cdot}$ и PO_4''' в почвенных растворах с повышением их концентрации. Полив, по наблюдениям авторов, увеличивает содержание этих ионов в растворах, создавая этим самым более благоприятную физиологическую обстановку. Щелочность почвенных растворов при их разбавлении, как показали водные вытяжки различного соотношения между почвой и водой, уменьшается, что авторы приписывают выпадению из раствора $CaCO_3$ и $MgCO_3$. Частично, по мнению авторов, это объясняется также уменьшением диссоциации Na-глины под влиянием увеличения в растворе содержания $Ca^{\cdot\cdot}$ вследствие растворения солей последнего при разведении растворов.

Авторы установили также, что между щелочностью и pH, с одной стороны, и отношением $Ca^{\cdot\cdot}$ к $Na^{\cdot}$ — с другой, существует тесная зависимость. Щелочность и pH делается тем больше, чем меньше отношение в растворе $Ca^{\cdot\cdot}$ к $Na^{\cdot}$.

Установив изменение соотношения между $Ca^{\cdot}$ и $Na^{\cdot}$ в растворе и вытяжках различного отношения почва — вода, выражающееся в увеличении доли $Na^{\cdot}$ в водной вытяжке, авторы считают, что между почвенным раствором и поглощающим комплексом почвы существуют обменные реакции. Сущность этих реакций заключается в поглощении $Na^{\cdot}$ из высококонцентрированных растворов при уменьшении влажности почвы и поглощении $Ca^{\cdot\cdot}$ с вытеснением $Na^{\cdot}$ по мере уменьшения концентрации раствора, — будет ли это при производстве водных вытяжек или в природной обстановке при поливах.

Далее авторы пришли к выводу, что результаты изучения почвенных растворов в сопоставлении с величиной урожайности сельскохозяйственных культур могут служить прямым показателем производительной способности (плодородия) почв.

Основными положительными показателями плодородия для условий почв долины Инда, по мнению авторов, являются концентрация в почвенных растворах $Ca^{\cdot\cdot}$, $K^{\cdot}$, PO_4''' и NO'_3.

Заключительным выводом авторов является указание на непригодность метода водных вытяжек для изучения солевого режима и плодородия почвы.

С некоторыми положениями этой интересной работы трудно согласиться. Нельзя объяснять уменьшение щелочности почвенного раствора или водных вытяжек при их разбавлении осаждением из раствора $CaCO_3$ и $MgCO_3$, так как сама щелочность вызывается не этими солями, а Na_2CO_3, поведение которого при разбавлении не будет изменятся.

С другой стороны, трудно ожидать, что разбавление растворов должно повлечь осаждение $CaCO_3$ и $MgCO_3$, так как их растворимость управляется, в основном, количеством углекислоты, поступившей в водный раствор.

Уменьшение щелочности в этих случаях может иметь место в засоленных почвах благодаря параллельному растворению гипса, появлению большого количества Ca^{++} в растворе и осаждению из раствора соды под влиянием Ca^{++} гипса.

Не проводя подробных исследований изменения концентрации и состава почвенных растворов в межполивной период, авторы пропустили чрезвычайно важное явление, установленное нашими исследованиями, — повышение щелочности с разбавлением почвенных растворов.

2. Объекты и методы исследования

Данные, которые положены нами в основу настоящей главы, получены в результате стационарных исследований, проведенных в Центральной Фергане и Голодной Степи. В Фергане исследования солевого режима почвенных растворов проводились с мая по октябрь 1940 г. на территории Федченковского опытного мелиоративного поля, находящегося в юго-восточной части Центральной Ферганы. Наблюдательные площадки были расположены на поле М-1. Поле представляло равнинную поверхность, слабо наклоненную к северу. По южному краю поля проходил ороситель, по северному — дрена глубиной около 180 см. Грунтовые воды имели ясно выраженный наклон от оросителя в сторону к дрене. Наблюдательные площадки располагались по профилю от оросителя к дрене в следующем порядке: площадка № 9 — незасоленная луговая сероземная почва с грунтовыми водами на глубине 89—124 см, ближе к дрене площадка № 8 — слабозасоленная луговая почва, и еще ближе к дрене площадка № 7—солончак с грунтовыми водами на глубине 134—196 см.

Участок относится к древнеорошаемым массивам, характеризующимся довольно мощным (30—40 см) ирригационным наносом и резко выраженным перераспределением солей, сопровождающимся рассолением территорий, примыкающих к оросителям, и засолением территорий, примыкающих к дренам. Последнее проявляется как в грунтовых водах, пресных в районе площадки № 9 и сильноминерализованных в районе площадки № 7 у дрены, так и в почвах.

К моменту начала исследования солевого режима 29 мая 1940 г. на площадке № 9 были очень хорошие сплошные всходы хлопчатника. В районе площадки № 8 они были слабоугнетенными. На территории площадки № 7 всходы отсутствовали совершенно.

Образцы для выделения и изучения почвенных растворов брались в период всходов, затем перед каждым поливом (за сутки) и после каждого полива через 2 и 5 суток. Последний срок был приурочен к концу вегетации хлопчатника — 29 сентября. Образцы почв брались буром послойно на глубине 0—2, 2—12, 12—25, 25—35, 35—65, 65—100 см и дальше через каждые 50 см до грунтовой воды. Из одного и того же образца почвы на каждый срок сезонных наблюдений брались пробы на влажность, на анализ водной вытяжки и выделение почвенного раствора. Буровые скважины, как правило, закладывались в рядок хлопчатника.

С 1941 г. исследования солевого режима почвенных растворов были продолжены в условиях Голодной Степи. Голодная Степь была выбрана как район, характеризующийся, в отличие от Ферганы — области сульфатно-магниево-натриевого засоления, — хлоридно-сульфатно-натриевым засолением.

Исследования проводились на территории опытно-мелиоративной станции Всесоюзного научно-исследовательского хлопкового института (Союз НИХИ) в Золотой Орде, расположенной в пределах древнерусловой Шурузякской впадины, являющейся современным центром солянакопления в Голодной Степи. Почвенный покров территории станции представлен разновидностями новоорошенных солончаковатых сероземов и различных солончаков. Часть наблюдательных площадок была расположена на полях колхоза им. Фрунзе № 2—Мирзачульского района.

Исследования сезонной и межполивной динамики почвенных растворов проводились на солончаковом пятне среди хлопкового поля (площадка № 1) и на среднезасоленной сероземной почве (площадка № 2). Грунтовые воды на площадке № 1 залегали за период 1941—1942 гг. на глубине 90—140—170 см, на площадке № 2—соответственно на 90—160—180 см.

Как и в 1940 г., очередные сроки во взятии почвенных образцов для исследования были приурочены к периоду всходов (конец мая), затем перед каждым поливом и после него и, наконец, в конце вегетационного периода (октябрь). Образцы брались буром послойно, одновременно на влажность, водную вытяжку и почвенные растворы на глубине 0—5, 5—10,10—20, 20—40, 40—60, 60—100 см и глубже через 50 см до грунтовой воды, образцы которой также обязательно брались.

Кроме этих двух площадок, специально для изучения почвенных растворов голодностепских солончаков дополнительно была выбрана площадка № 5, расположенная на территории солончакового перелога на неполиваемом холме (глубина грунтовых вод 152—287 см), и площадка № 13, расположенная уже в пределах тальвега Шур-Узяка, занятого корковым влажным солончаком (глубина грунтовых вод 22—225 см). На обоих солончаках образцы брались лишь в три срока: весной — 27—29 мая, летом — 30 июля и осенью — 9 октября. Исследования на этих площадках были продолжены зимою 1941/42 г. и проведены до весны 1942 г. (1 апреля).

Выделение почвенных растворов в 1940 и 1941 гг. из образцов производилось методами, разработанными в Физико-химической лаборатории Почвенного института Академии Наук СССР Крюковым П. А. и Комаровой Н. А.

Метод Крюкова представляет модификацию выделения почвенного раствора с помощью пресса. В 1941 г. прессование производилось в специальном стаканчике, приспособленном для продавливания спиртового раствора, что значительно облегчало и ускоряло проведение всей операции.

Метод Комаровой представляет модификацию метода Ищерекова и заключается в постепенной фильтрации спирта через высокие стеклянные трубки, заполненные образцом почвы, смешанным с кварцевым очищенным песком. Оба метода описаны в нашей литературе.

Все исследования проводились П. И. Шаврыгиным и Т. А. Гевельсон, научными сотрудниками руководимой автором Лаборатории засоленных почв Почвенного института им. Докучаева.

3. Концентрация и состав солей в почвенных растворах засоленных почв

а) Происхождение почвенных растворов в почвах

Почвенные растворы представляют собой жидкую фазу природных почв, включающую в растворенном состоянии соли и питательные вещества.

Почвенные растворы являются крайне изменчивой и подвижной системой, непрерывно взаимодействующей с твердой фазой почвы, почвенными газами, органическим веществом почвы и организмами.

Рассматривая вопрос о происхождении почвенных растворов, необходимо различать два основных случая.

Почвенные растворы почв элювиального увлажнения. В почвах элювиального ряда происхождение почвенных растворов обязано исключительно влаге атмосферных осадков, задерживающейся в почве. В орошаемых почвах элювиального ряда к этому необходимо добавить влагу поливной воды.

Таким образом, в орошаемых почвах элювиального ряда происхождение почвенных растворов обязано атмосферным осадкам и поливной воде.

Почвенные растворы почв грунтового увлажнения. Происхождение почвенных растворов в почвах грунтового увлажнения значительно сложнее. Известно, что водный режим почв грунтового увлажнения в основном обязан капиллярному притоку воды от грунтовых вод. Таким образом, почвенные растворы почв этого ряда представляют собой совокупность влаги атмосферных осадков, задержанной почвой, и влаги, приходящей от грунтовых вод. Степень участия грунтовых вод в образовании почвенных растворов будет варьировать в зависимости от глубины залегания грунтовых вод. При залегании уровня грунтовых вод на глубинах 1—2 м почвенные растворы генетически в основном будут связаны с зеркалом грунтовых вод, питающим поверхностные горизонты почвы. При глубинах 2—4 м влияние грунтовых вод в образовании почвенных растворов будет значительно меньше, так как скорость капиллярного притока на такую высоту сильно замедляется. При глубинах грунтовых вод около 5—8 м роль их в образовании почвенных растворов в поверхностных горизонтах почв невелика и будет ограничиваться лишь медленным притоком пленочных растворов.

В орошаемых почвах грунтового увлажнения в образовании почвенных растворов, кроме атмосферных осадков и грунтовых вод, большое участие принимают также поливные воды.

Наш экспериментальный материал характеризует лишь почвенные растворы второй группы почв — орошаемых почв грунтового увлажнения Ферганы и Голодной Степи.

Соответственно путям накопления в почвах влаги слагаются и пути происхождения солей в почвенных растворах. В случае почв элювиального ряда растворенные в почвенных растворах вещества будут в основном представлены перешедшими в раствор остаточными солями, накоплявшимися в предшествующих стадиях развития.

Кроме этих солей, в почвенный раствор неорошаемых почв элювиального ряда будут поступать соли, образующиеся в процессе выветривания минералов почвы и различного рода обменных реакций, возникающих между раствором и твердой фазой почвы, легкорастворимые соединения, освобождающиеся при минерализации растительных остатков и в процессе жизнедеятельности растений и продукты деятельности микроорганизмов. В почвах, находящихся в сельскохозяйственной культуре, в состав почвенных растворов, кроме того, будут поступать соли вносимых удобрений— KNO_3, $NaNO_3$, $(NH_4)_2SO_4$, KCl и др.

В орошаемых почвах известная (иногда значительная) часть легкорастворимых соединений почвенных растворов привносится с поливной водой.

Наибольшее значение в происхождении солей почвенных растворов неорошаемых почв элювиального ряда будут иметь соли остаточного происхождения, а в орошаемых почвах, кроме того, соли, приносимые с поливной водой.

В группе почв грунтового увлажнения, кроме остаточных солей, решающее значение приобретают соли, поступающие из грунтовых вод. Чем выше минерализация грунтовых вод и чем ближе они лежат к поверхности почвы, тем в большей степени концентрация и состав солей почвенных растворов будут зависимы от минерализации и состава солей грунтовых вод.

Естественно, что влияние оросительных вод в происхождении солей почвенных растворов будет также очень велико, особенно при применении оросительных вод повышенной минерализации. Надо, однако, иметь в виду, что в почвах грунтового увлажнения минерализация и состав солей в грунтовых водах, в свою очередь, теснейшим образом зависимы и определяются процессами соленакопления в почвенных растворах.

б) Пределы накопления солей в почвенных растворах

Соленакопление в почвенных растворах засоленных почв протекает в чрезвычайно своеобразных условиях и значительно отличается по характеру процесса от соленакопления в грунтовых водах и в открытых водоемах.

Это своеобразие заключается в том, что почвенные горизонты нагреваются в летний период до 60—70°, обладают высокими годовыми и суточными амплитудами температур, содержат повышенные количества углекислоты в почвенном воздухе, непрерывно испаряют влагу и находятся под влиянием атмосферных осадков либо поливов.

Большое влияние оказывают также растительные организмы, которые поглощают воду и отдельные ионы из раствора и вызывают ряд обменных реакций между солями раствора и корневыми выделениями.

Исследования,проведенные на почвах различной степени засоленности, позволили установить ряд совершенно новых закономерностей, проливающих свет как на природу самих почвенных растворов, так и на общие процессы засоления грунтов, грунтовых вод и почв.

В почвенных растворах засоленных почв концентрации солей достигают несравненно бóльших величин, нежели в наземных водах и, в особенности, в водах грунтовых. Так, например, в Голодной Степи лишь в исключительно редких случаях шоровых солончаков встречаются грунтовые воды с концентрацией солей порядка 90—100 г/л; в почвенных растворах Голодной Степи установлены концентрации солей для умеренно-засоленных почв порядка 170—200 г/л, а для солончаков — 250—350 и 420 г/л.

В засоленных почвах Ферганской долины минерализация грунтовых вод редко превышает 80—100 г/л. Концентрация же солей в почвенных растворах ферганских солончаков обычно выше 150—200 г/л и доходит иногда даже до 250 г/л (табл. 18).

Высокая концентрация солей в почвенных растворах обязана высокой температуре поверхностных почвенных горизонтов, повышающей растворимость ряда солей и обусловливающей непрерывные процессы испарения растворов, влекущие за собой их сильное концентрирование.

Общей особенностью профиля почвенных растворов (в почвах грунтового увлажнения) является повышенная концентрация их в верхних горизонтах, находящихся под воздействием метеорологических и биотических факторов.

Эта общая особенность выражена наиболее сильно в засоленных и солончаковых почвах, почвенные растворы которых в верхних 20—40 см профиля на протяжении большей части времени года имеют концентрации солей 100—200 и даже 300—400 г/л, что намного превышает концентрации солей в подпочвенных горизонтах (70—30 г/л) и грунтовых водах (70—50—20 г/л), с которыми они связаны постепенными переходами.

В слабо- и среднезасоленных почвах разница между концентрацией почвенных растворов верхних и подпочвенных горизонтов выражена не столь резко. Однако и здесь в летнее время года концентрация солей в почвенных растворах верхних горизонтов (10—20 г/л) в два-три раза превышает концентрацию в горизонтах глубоких и грунтовых водах (5—10 г/л).

Особенно яркого выражения различия в концентрациях почвенных растворов верхних и нижних горизонтов, с одной стороны, и,с другой стороны, в сравнении с концентрацией грунтовых вод достигают в конце лета и к осени, до начала дождливого сезона. У незасоленных почв эта разница в концентрациях солей выражается минимальными величинами порядка 100—200%. У среднезасоленных почв эти различия достигают существенных размеров — порядка 300%, и у почв солончаковых они достигают максимального выражения (1000—2000%).

Второй наиболее общей особенностью солевого профиля почвенных растворов почв грунтового увлажнения является их изменчивость в течение года по сезонам в связи с сезонными изменениями метеорологических

Таблица 18

Пределы накопления солей в почвенных растворах (плотный остаток в г/л)

Почва	Глубина в см	Весна	Осень	Конец зимы	Максимальная концентрация
1	2	3	4	5	6
		I. Ферганa (1940)			
Незасоленная луговая почва (площадка № 9)	2—12	6,440	—	—	9,888 август
	12—25	7,680	7,227	—	10,272 август
	25—35	9,400	7,170	—	13,776 август
	35—65	8,900	6,407	—	13,520 август
	65—100	5,600	7,353	—	10,840 август
	грунт. вода	4,396	4,880	—	4,970 июль
Слабо засоленная луговая почва (площадка № 8)	2—12	5,257	14,250	—	14,250 сентябрь
	12—25	6,800	15,260	—	15,260 сентябрь
	25—35	6,840	17,511	—	17,511 сентябрь
	35—65	7,300	14,560	—	14,560 сентябрь
	65—100	6,395	9,033	—	9,667 август
	100—120	6,152	6,656	—	6,656 сентябрь
	грунт. вода	4,743	5,728	—	5,728 сентябрь
Солончаковое пятно (площадка № 7)	2—12	34,860	32,356	—	123,960 август
	12—25	66,260	26,208	—	66,260 май
	25—35	37,440	24,010	—	37,440 май
	35—65	22,144	15,860	—	23,224 август
	65—100	6,640	12,216	—	14,152 август
	100—150	6,120	6,232	—	9,144 июль
	грунт. вода	5,314	10,812	—	10,812 сентябрь

Продолжение табл. 18

Почва	Глубина в см	Весна	Осень	Конец вимы	Максимальная концентрация
1	2	3	4	5	6
Солончак на перелоге (разрез № 3)	6—21	—	251,410	—	—
	21—50	—	177,190	—	—
	50—92	—	148,350	—	—
	92—120	—	121,350	—	—
	120—165	—	63,850	—	—
	165—215	—	61,330	—	—
	грунт. вода	—	71,596	—	—
II. Голоднан Степь (1941 и 1942 гг.)					
Солончаковое пятно (площадка № 1)	0—5	173,750	275,360	5,935	275,360 октябрь
	5—10	39,160	54,729	14,635	54,729 октябрь
	10—20	19,507	36,447	21,595	36,447 октябрь
	20—40	19,620	21,587	16,660	28,685 июнь
	40—60	14,490	15,280	13,750	22,720 июнь
	60—80	11,505	14,360	17,740	17,740 февраль
	80—100	10,300			
	100—150	8,675	10,653	—	10,653 октябрь
	грунт. вода	6,570	—	15,300	15,300 февраль
Среднезасоленная почва ((площадка № 2)	0—5	15,780	150,980	6,450	150,980 октябрь
	5—10	6,720	30,224	13,575	30,224 октябрь
	10—20	7,053	26,024	25,667	26,024 октябрь
	20—40	7,747	19,016	31,493	31,493 февраль
	40—60	10,600	13,360	17,920	17,920 февраль
	60—80	9,993	11,253	12,075	12,075 февраль
	80—100	8,540			
	100—150	7,933	10,053	—	10,053 октябрь
	150—200	7,967	10,336	—	10,336 октябрь
	грунт. вода	8,180	10,812	10,340	10,812 октябрь

Продолжение табл. 18

Почва	Глубина в см	Весна	Осень	Конец зимы	Максимальная концентрация
1	2	3	4	5	6
Пухлый солончак на перелоге (площадка № 5)	0—5	167,000	410,560	15,160	410,560 октябрь
	5—10	86,193	170,070	43,600	170,070 октябрь
	10—20	95,613	90,620	73,540	95,613 май
	20—40	90,800	69,690	124,467	124,467 февраль
	40—60	57,060	61,064	117,483	117,483 февраль
	60—100	38,560	51,928	66,267	66,267 февраль
	100—150	30,105	35,600	40,333	49,333 февраль
	150—200	25,305	29,064	—	29,064 октябрь
	200—250	—	24,728	—	—
	250—300	—	22,046	—	—
	грунт. вода	19,455	19,864	26,400	30 655 май (42 г.)
Корковый солончак на целине (площадка № 13)	0—5	325,310	419,560	7,725	419,560 октябрь
	5—10	147,700	249,940	13,150	249,940 октябрь
	10—20	119,727	159,427	11,050	168,971 июль
	20—40	123,033	138,430	—	142,580 июль
	40—60	108,417	115,840	—	121,333 июль
	60—100	59,700	66,208	—	76,040 июль
	100—150	43,865	52,208	—	59,885 июль
	150—200	—	47,680	—	50,260 июль
	грунт. вода	46,785	42,760	9,150	46,785 май

условий и поливами. Горизонт максимальных концентраций почвенных растворов под влиянием атмосферных осадков в большей или меньшей степени перемещается книзу. Этим перемещением горизонта максимальной концентрации больше других затрагиваются хлористые соли. В случае большого количества атмосферных осадков в конце зимы имеет место даже смещение горизонта максимальных концентраций солей в почвенных рас-

творах вплоть до грунтовых вод с наслоением на зеркало последних. На короткий период времени при этом профиль почвенных растворов приобретает обратный характер, когда минимальные концентрации растворов устанавливаются в верхних горизонтах почвы, а максимальные—в горизонтах подпочвенных над грунтовой водой, уровень которой сильно повышается. Подробнее динамика почвенных растворов нами рассматривается ниже.

в) Осмотическое давление почвенных растворов

Осмотическое давление почвенных растворов исследовалось в почвах Ферганы по методу Борджера. Определения проводились научным сотрудником Института физиологии растений Академии Наук СССР С. С. Колотовой на образцах растворов вскоре после их выделения. Из полученных материалов (рис. 15 и табл. 19) видно, что амплитуда величины осмотического давления почвенных растворов в пахотных и подпахотных горизонтах почв Центральной Ферганы укладывается в пределы от 1,37 до 24,39 атм.

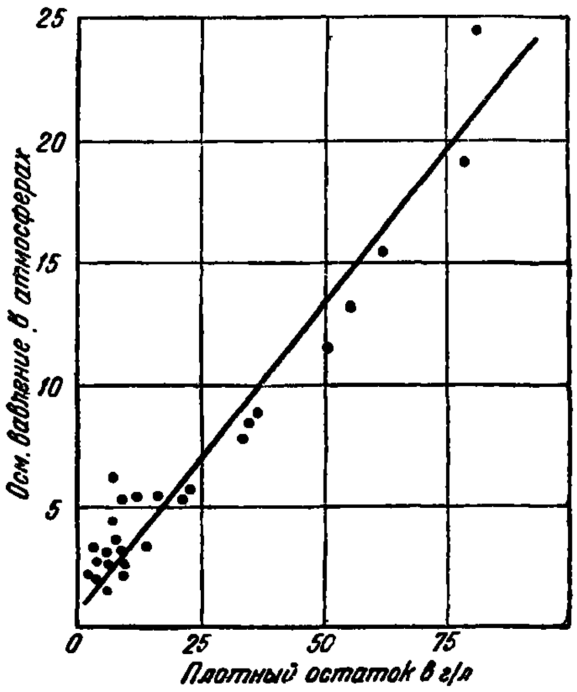


Рис. 15. Зависимость между степенью засоленности и осмотическим давлением почвенного раствора (Фергана).

Минимальное осмотическое давление обнаружено, естественно, в незасоленных почвах (площадка № 9). Здесь весной и в начале лета осмотическое давление не поднималось выше 2,27 атм; в июле и августе оно поднялось в связи со слабым сезонным засолением до 3,29 и даже в нескольких случаях до 4,30 атм. Каждый полив вызывал уменьшение осмотического давления почвенного раствора на 1—1,5 атм.

В среднезасоленных почвах (площадка № 8) осмотическое давление заметно выше и уже весной выражается величиной 2,26—3,36 атм. В июне, июле и августе в слое 2—12 см величина осмотического давления быстро повышается, достигая 4—5—6 атм, что также стоит в связи с летним соленакоплением в верхних горизонтах этой почвы.

Здесь поливы вызывают более резко выраженное уменьшение осмотического давления почвенных растворов. Так, полив после 10 августа вызвал понижение осмотического давления в верхних 25 см с 5,23 атм до 2,26 — 2,75 атм.

В послеполивной период, к 16 августа, осмотическое давление вновь поднялось до 4,30—5,23 атм. Лишь в одном случае первого полива, в странном противоречии с остальными цифрами, обнаруживается увеличение осмотического давления после полива в слое 2—12 см с 3,36 атм 28 мая

до 6,12 атм 1 июня. Это, впрочем, может объясняться интенсивным послеполивным соленакоплением в жаркую погоду.

На солончаках (площадка № 7) мы встречаемся с совершенно другими величинами осмотического давления. Весной 28 мая горизонт 2—12 см имел осмотическое давление 8,54, а горизонт 12—25 см — 15,48 атм.

Таблица 19

Осмотическое давление в почвенных растворах Ферганы (1940 г.)

Глубина в см	28.V	1.VI	7.VII	10.VII	13.VII	22.VII	10.VIII	13.VIII	16.VIII	22.VIII
					Солончак № 7					
2—12	8,54	—	24,39	18,99	15,48	15,48	12,74	12,74	15,486	8,93
12—25	15,48	—	6,12	11,81	8,02	6,12	8,93	8,02	8,02	6,11
35—65	5,39	—	5,23	5,23	5,43	4,30	5,66	5,66	5,66	5,66
					Засоленная почва № 8					
2—12	3,36	6,12	4,30	2,26	5,23	5,23	5,23	2,26	4,30	3,59
12—25	2,26	2,26	2,26	3,39	3,29	3,29	5,23	2,75	5,23	4,30
35—65	2,75	2,75	2,26	2,24	1,82	3,29	3,29	3,79	3,59	4,30
					Незасоленная луговая почва № 9					
2—12	—	2,27	1,82	1,82	3,29	4,30	3,29	3,29	4,30	2,75
12—25	—	2,26	2,26	2,75	3,29	2,26	3,29	2,67	3,29	2,2
35—65	2,26	2,27	1,82	2,67	3,25	1,82	3,29	4,30	2,26	1,37

К 7 июля в верхнем слое 2—12 см осмотическое давление раствора поднялось до максимальной величины за весь вегетационный период — 24,39 атм.

В течение лета осмотическое давление в верхнем слое солончака оставалось примерно на уровне 12,7—15,4 атм, повышаясь к концу послеполивного периода и уменьшаясь после полива до 8—5 атм.

Увеличение осмотического давления почвенных растворов от весны к лету и осени, обязанное сезонному засолению, прослеживается во всех почвах Ферганы.

Каждый полив резко изменяет осмотическое давление почвенных растворов, вызывая его уменьшение, что, несомненно, действует благоприятно на культурные растения. Однако поливы малыми нормами воды сильнозасоленных почв, перемещая легкорастворимые соли из верхних слоев почвы в корнеобитаемые горизонты, обусловливает в них часто повышение осмотического давления после поливов, что создает неблагоприятную обстановку для культурных растений после очередного полива.

Так, на площадке № 7 был зарегистрирован случай увеличения осмотического давления в слое 12—25 см после полива с 6 атм до 11,8 атм.

Оптимальные условия для роста хлопчатника определяются осмотическим давлением раствора в пределах не выше 2—3,5—4,30 атм. Угнете-

ние всходов хлопчатника обнаруживается при осмотическом давлении порядка 4,30—5,23 атм в пахотном горизонте. Отсутствие всходов хлопчатника установлено уже при осмотическом давлении 8,5 атм.

г) Состав солей в почвенных растворах в зависимости от их концентрации

При рассмотрении процессов соленакопления в грунтовых водах было показано, что между общей минерализацией, концентрацией и составом накопляющихся в грунтовых водах солей имеются определенные и неслучайные взаимоотношения, выражающиеся в том, что параллельно росту концентрации в грунтовых водах происходит сравнительно быстрое достижение сульфатами и бикарбонатами Ca состояния насыщения раствора и интенсивное накопление хлоридов Na, а при самых высоких концентрациях — хлоридов Mg.

Сходные закономерности обнаруживаются и в почвенных растворах. В них также между общей концентрацией солей, концентрацией и соотношением отдельных ионов имеются закономерные отношения, изменяющиеся параллельно увеличению суммы солей в растворе.

Для характеристики этого явления данные анализов почвенных растворов Ферганы и Голодной Степи обработаны тем же графическим методом, что и данные анализа грунтовых вод (табл. 23 и 24, рис. 16, 17). В этих таблицах данные анализов почвенных растворов расположены в порядке уменьшения суммы солей (плотный остаток). На рис. 16, 17 по оси абсцисс отложены концентрации почвенных растворов в г/л, по оси ординат — концентрация отдельных ионов в м-экв.

На основе анализа табличного и графического материала составлена сводная сравнительная табл. 25, в которую введены те же количественно-качественные характеристики, которые были применены выше для грунтовых вод:

общая минерализация раствора в г/л при начале преобладания Cl' над SO_4'';

общая минерализация раствора в г/л при начале насыщения почвенных растворов сульфатами;

концентрация SO_4'' при насыщении почвенного раствора сульфатами в м-экв;

общая минерализация раствора в г/л при начале преобладания $Mg^{\cdot\cdot}$ над $Ca^{\cdot\cdot}$;

общая минерализация в г/л при начале насыщения раствора солями Ca;

концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ при начале насыщения раствора солями Ca в м-экв;

типы засоления почвенных растворов по соотношению ионов.

При составлении рис. 16—17 кривые проводились путем осреднения и интерполяции точек, поэтому величины качественных и количественных характеристик носят осредненный и в известной степени приближенный характер.

Накопление и содержание в почвенных растворах полуторных окислов (R_2O_3). На протяжении

большей части времени года в почвенных растворах Ферганы и Голодной Степи накопление полуторных окислов не обнаружено. Не исключено, что это объясняется известной грубостью примененных методов (осаждение аммиаком из солянокислого раствора). Однако в конце весны 1941 г. (26—28 мая) в почвенных растворах влажного коркового солончака № 13 и солончакового пятна № 1 на хлопковом поле полуторные окислы были обнаружены в довольно значительных количествах — 0,05 — 0,8 г/л R_2O_3. В грунтовых водах при этом под корковым солончаком было обнаружено 1,2 г/л R_2O_3. Особенно важно отметить, что концентрация R_2O_3 в почвенных растворах максимальной величины достигает в самых верхних, наиболее засоленных горизонтах, о чем можно судить по данным табл. 20. При этом в почвенных растворах наиболее засоленной почвы (№ 13) концентрация R_2O_3 значительно выше, чем в солончаковой почве.

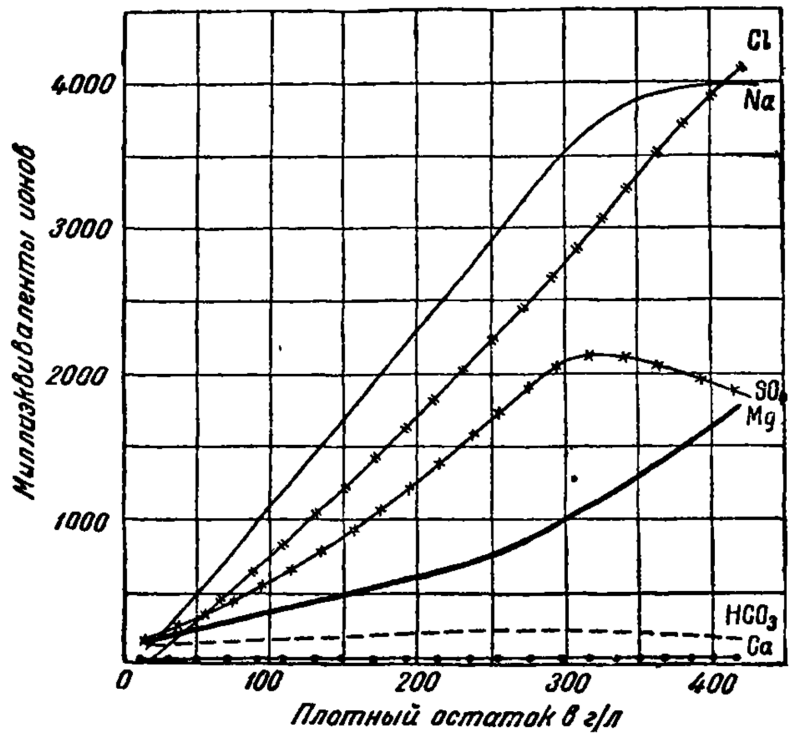


Рис. 16. Зависимость между концентрацией и составом солей в почвенных растворах Голодной Степи.

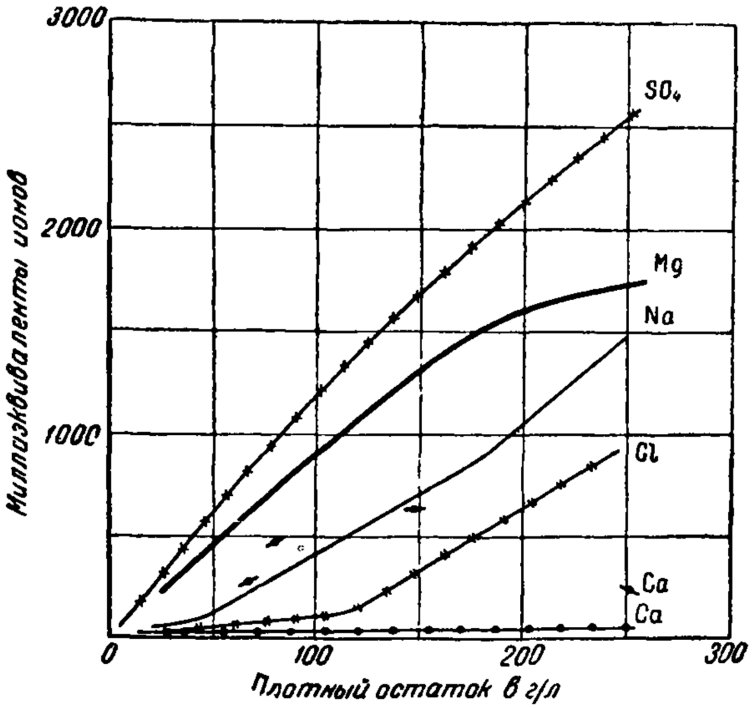


Рис. 17. Зависимость между концентрацией и составом солей в почвенных растворах Центральной Ферганы.

Таким образом устанавливается интересный и важный факт нахождения подвижных соединений железа, и марганца в грунтовых водах и почвенных растворах засоленных почв в весенний период. Впрочем, в почвенном растворе пухлого солончака № 3, полученном 20 августа 1940 г., констатировано также заметное содержание R_2O_3.

Появление полуторных окислов в почвенных растворах является следствием восстановительных процессов, особенно в осенне-зимне-весенний влажный период, когда грунтовые воды приближаются к поверхности почвы, а сама почва переувлажнена. В течение лета и к осени поступившие из грунтовых вод в почвенные растворы соединения железа под влиянием господства окислительного режима и испарения влаги из почвы выпадают из раствора в осадок. Повторение из года в год настоящего процесса обогащает луговые и засоленные почвы соединениями железа и марганца за счет притока из грунтовых вод.

Таблица 20

Концентрация R_2O_3 в почвенных растворах и грунтовых водах солончаков

Глубина в см	Корковый солончак № 13, Голодная Степь	Солончаковая почва № 1, Голодная Степь	Глубина в см	Пухлый солончак № 3, Фергана
0—5	0,8	0,4	—	—
5—10	0,3	0,1	6—20	0,04
10—20	0,5	—	20—50	0,08
20—40	0,3	0,02	50—90	0,16
40—60	0,2	—	90—120	Нет
60—100	0,1	0,05	120—165	»
100—150	1,2	0,05	165—215	»
Грунт. воды	1,2	—	Грунт. воды	0,10

Накопление и содержание в почвенных растворах кремнезема (SiO_2). Выше рассмотрено поведение SiO_2 в грунтовых водах и охарактеризованы возможные реакции между соединениями кремнезема и солями почвы. Все это в значительной степени приложимо к пониманию и процессов миграции и накопления кремнезема в почвенных растворах. В грунтовых водах Голодной Степи и Ферганы содержание SiO_2 колеблется в пределах 5—70 мг/л. В почвенных растворах концентрация SiO_2 достигает значительно больших пределов и колеблется около 10—200 мг/л.

Наибольших величин концентрация SiO_2 в почвенных растворах достигает в верхних засоленных горизонтах солончаков — до 160—200 мг/л. В почвенных растворах менее засоленных подпахотных корнеобитаемых горизонтов концентрация SiO_2 выражается величинами 20—100 мг/л SiO_2.

Таким образом в почвенных растворах констатируется тем большее накопление кремнезема, чем выше засоленность почвы и больше концентрация почвенного раствора (табл. 21).

Так как почвенные растворы засоленных почв своим происхождением в основном связаны с грунтовыми водами, можно сделать вывод о том, что соединения кремнезема (повидимому силикаты щелочей), находящиеся в грунтовых водах, поступая вместе с восходящими капиллярными растворами в почвенный профиль, под влиянием испарения накапливаются в сравнительно больших количествах и, достигая концентраций порядка

100—200 мг/л SiO_2, насыщают раствор, выпадая в осадок в форме силикатов Ca и Mg и аморфного кремнезема, а также, повидимому, и в виде алюмо- и ферросиликатов.

Таблица 21

Концентрация SiO_2 в грунтовых водах и почвенных растворах засоленных почв (в мг/л)

Глубина в см	Голодная Степь				Солончаки Ферганы № 3, № 7
	Пухлый солончак № 5	Корковый солончак № 13	Солончак. почва № 1	Слабозасолен. почва № 2	
0—10	50—160	20—140	60—200	20—80	12—150
40—80	30—60	20—100	50—80	20—80	15—80
Грунт. воды 150	10—20	10—20	15—40	5—70	15—40

Накопление и содержание в почвенных растворах нитратов (NO_3'). Принадлежа к числу наиболее растворимых солей, нитраты принимают значительное участие в накоплении солей в почвенных растворах. Источниками нитратов, кроме грунтовых вод, для почвенных растворов орошаемых почв являются также удобрения, вносимые в значительных количествах. Об этом можно судить хотя бы по тому, что концентрации NO_3' в грунтовых водах сравнительно невелики, обычно 5—80 мг/л. Однако в отдельных случаях концентрация NO_3' в грунтовых водах под солончаками, находящимися в культуре, достигает 120—140 мг/л. Очевидно, нитраты подобно хлоридам в период сезонного рассоления во влажное время или после поливов поступают с нисходящими токами почвенных растворов в грунтовые воды.

В почвенных растворах, особенно в верхних солончаковых горизонтах, концентрация нитратов достигает значительно бóльших величин. Так, в солончаках перелогов № 5 и № 13, в горизонтах 0—5, 5—10 см концентрация NO'_3 в течение лета поднимается до 300—500 и в отдельных случаях до 1900—3000 мг/л.

Поздней осенью и особенно в течение зимы концентрация нитратов в верхних горизонтах солончаков сильно уменьшается, причем обнаруживаются признаки вмывания их в глубокие горизонты — 40—100 см. Обычно же концентрация нитратов в почвенных растворах достигает наибольших размеров в верхних 0—5, 5—10 см. Не исключено, что нитраты поступают в грунтовые воды и почвенные растворы неорошаемых солончаков перелогов в процессе медленного движения вод от орошаемых и получающих удобрение почв к неорошаемым. Это подтверждается тем, что в почвенных растворах засоленных орошаемых почв концентрация NO_3' достигает значительно бóльших размеров, чем в неорошаемых солончаках перелогов. Так, в слабозасоленной почве № 2 концентрация NO_3' в почвенных растворах верхних горизонтов летом и осенью достигла 300—1000 —

1300 мг/л. Правда, в конце зимы (18 февраля 1942) было обнаружено отчетливое перемещение нитратов в более глубокие горизонты (20—40 см NO_3' 600 мг/л) с исчезновением их в верхнем (0—5 см) слое.

Но особенно резко накопление нитратов в почвенных растворах засоленных орошаемых почв наблюдается на вторичном солончаке № 1 среди хлопчатника. Здесь летом концентрация NO_3' в почвенных растворах верхних засоленных горизонтов колебалась в пределах 1 300—10 000—33 300 мг/л. Наибольшие концентрации NO_3' обнаруживались в почвенных растворах в июле, в разгаре летнего испарения, роста сезонного засоления и при наибольших общих концентрациях почвенного раствора.

В течение осени и зимы и здесь, однако, отмечается исчезновение нитратов в верхних горизонтах вследствие промывания их нисходящими растворами в подпочвенные горизонты и грунтовые воды (табл. 22).

Таблица 22

Концентрация NO_3' в грунтовых водах и почвенных растворах засоленных почв Голодной Степи (в мг/л)

Глубина в см	Солончаковая почва на орошаем. поле (№ 1)			Слабозасоленная почва на орошаем. поле (№ 2)			Корковый солончак на перелогах (№ 13)	
	18.II 1942	10.VII 1941	10.X 1941	18.II 1941	7.VII 1941	10.X 1941	30.VII 1941	9.X.1941
0—5	нет	33 300	4 460	нет	3 300	1200	3000	190
5—10	400	2 000	1 770	280	70	120	1870	120
10—20	1000	1 150	190	380	130	20	1050	90
20—40	750	2 000	240	600	30	40	1000	35
40—60	500	1 500	87	40	40	10	615	38
60—100	625	500	160	20	110	8	200	44
100—150	—	—	80	—	—	40	315	26
Грувт. вода	—	140	—	Следы	30	3	140	8

Рассмотренный материал свидетельствует о том, что в почвенных растворах засоленных почв Голодной Степи аккумулируется значительное количество нитратов, концентрация которых в солончаках и солончаковых пятнах среди орошаемых полей заметно превышает допустимое безвредное для растений содержание нитратов. Несомненно, что такие концентрации NO_3', как 1500—4000 мг/л и в особенности 10 000—33 000 мг/л, являются губительными для сельскохозяйственных растений.

Накопление и содержание в почвенных растворах карбонатов (CO_3'' и HCO_3'). Карбонаты и бикарбонаты щелочей и щелочных земель представлены в почвенных растворах Голодной Степи и Ферганы очень невысокими концентрациями, что объясняется низкой растворимостью этих солей и нахождением их в состоянии насыщения раствора даже при минимальных общих концентрациях почвенных растворов. Так, в почвенных растворах Ферганской долины концентрация

HCO'_3 колеблется при различных степенях засоления в пределах 0,1—1,2 г/л, концентрация же CO_3'' — в пределах 0,01—0,23 г/л. Те же величины характерны для почвенных растворов Голодной Степи—0,2—1,46 г/л HCO_3'. При этом концентрация HCO_3' обнаруживает отчетливое увеличение по мере роста общей концентрации почвенного раствора. В малоконцентрированных растворах (4—10 г/л), свойственных незасоленным почвам и горизонтам, концентрация HCO_3' колеблется в пределах 0,10—0,45 г/л. При более высоких общих концентрациях почвенных растворов (25—50 г/л) концентрации HCO_3' возрастают до 0,3—0,8—1,1 г/л. В наиболее концентрированных растворах (100—250—400 г/л) концентрация HCO_3' в большинстве случаев выражается еще большими величинами — 0,8—1—1,4 г/л. Это явление может объясняться накоплением в почвенных растворах по мере роста их концентраций таких более растворимых соединений, как карбонаты Mg, а также повышением растворимости углекислого Ca в присутствии большого количества NaCl и Na_2SO_4.

Несмотря на увеличение абсолютной концентрации бикарбонатов параллельно с ростом общей концентрации солей в почвенных растворах, относительная доля их в составе солей почвенного раствора уменьшается. Если в малоконцентрированных растворах содержание HCO_3' в процентах от суммы м-экв достигает 2,5—4,5%, то в высококонцентрированных доля HCO_3' падает до величины 0,2—0,3% суммы м-экв ионов (табл. 23,24).

Сопоставляя концентрацию HCO_3' в почвенных растворах и грунтовых водах, можно видеть, что в первых мы встречаемся с бóльшими концентрациями HCO_3'. Несмотря на слабо выраженную тенденцию к увеличению абсолютной концентрации HCO_3'' в почвенных растворах по мере роста их общей минерализации, в цело́м кривая накопления HCO_3 идет параллельно оси абсцисс, свидетельствуя о насыщении бикарбонатами почвенных растворов засоленных и незасоленных почв (рис. 16—17).

Накопление и содержание в почвенных растворах сульфатов (SO_4''). В почвенных растворах достигаются значительно более высокие концентрации сернокислых солей, чем это свойственно грунтовым водам.

Данные табл. 23, 24, 25, а также рис. 16—17 показывают, что концентрация SO_4'' в почвенных растворах, в отличие от грунтовых вод, интенсивно возрастает, начиная от малых вплоть до огромных величин 2000—2680 м-экв (96—115 г/л).

В грунтовых водах максимальная концентрация SO_4'' не поднималась выше 250 м-экв (12 г/л) в Голодной Степи и 800 м-экв (38 г/л) в Фергане.

Таким образом, если в грунтовых водах Голодной Степи насыщение раствора сульфатами достигается при 250 м-экв (12 г/л SO_4''), то в почвенных растворах оно наступает при величине в 8 раз большей — 2 000 м-экв SO_4'' (96 г/л). В грунтовых водах Ферганской долины нами не было обнаружено насыщение раствора сульфатами при их концентрации около 800 м-экв (38 г/л SO_4''). Эта особенность сохранилась и в почвенных растворах Ферганской долины, в которых насыщение раствора сульфатами также

Таблица 23

Состав солей в почвенных растворах Ферганы в зависимости от их концентрации

Плотный остаток г/л	В граммах на литр почвенного раствора							
	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.
351,41	Нет	0,93	31,95	128,80	6,97	20,31	1,22	85,60
177,19	»	0,80	19,46	93,62	0,84	19,14	0,62	20,42
148,35	Следы	0,41	12,88	81,29	1,01	16,06	0,52	15,58
123 96	0,18	1,21	5,03	87 95	12,74	4,97	1,85	20,84
121,35	Следы	0,36	9,26	67,10	0,53	13,24	0,40	12,38
80,30	0,09	0,60	2,69	47,34	9,20	3,13	1,15	7,41
77,99	0,19	0,90	2,99	44,06	0,63	9,35	1,31	4,25
66,26	0,08	0,47	2,59	37,48	5,46	4,22	0,84	5,05
63,85	0,04	0,27	4,72	35,93	0,53	6,92	0,25	6,44
61,33	0,02	0,25	4,68	34,72	0,51	5,67	0,31	8,27
56,60	0,20	0,99	2,37	30,91	0,70	6,60	0,62	3,07
50,69	0,28	1,13	1,72	30,40	0,58	6,42	1,01	2,68
37,44	Следы	0,54	1,53	21,60	3,05	2,71	0,47	2,51
35,72	0,13	0,60	1,38	21,67	1,00	4,11	0,60	2,20
35,16	0,23	0,76	1,10	23,09	0,86	4,19	0,63	2,76
34,86	0,02	0,30	1,45	19,85	0,82	4,24	0,67	1,18
33,82	0,18	0,76	1,25	18,56	0,70	3,99	0,43	1,37
32,35	0,22	0,72	1,51	17,81	0,56	3,72	0,47	1,81
29,70	0,17	0,66	1,29	16,56	1,71	0,50	0,76	5,65
28,20	0,20	0,78	1,07	15,74	0,62	3,30	0,34	1,34
26,20	0,28	1,29	0,78	16,46	1,88	2,46	0,43	1,80
25,41	0,27	0,98	0,82	16,00	0,53	3,17	0,61	1,59
24,01	0,13	0,58	0,68	15,36	0,66	2,03	0,38	1,48
23,22	0,07	0,30	0,82	13,94	0,61	2,70	0,26	1,35
22,19	0,19	0,77	0,76	13,65	0,63	2,77	0,30	1,17
21,93	0,16	0,67	0,82	13,09	0,63	2,72	0,38	0,92
20,21	0,19	0,73	0,55	12,33	1,07	2,27	0,45	0,67
19,05	0,24	1,06	0,50	11,46	0,58	2,26	0,46	0,99
17,51	0,08	0,42	0,89	10,37	0,48	2,15	0,16	0,59
15,86	0,06	0,39	0,34	10,39	0,52	1,93	0,22	0,95
14,56	0,02	0,24	0,66	7,99	0,52	1,63	0,34	0,44
14,15	0,11	0,45	0,43	8,70	0,61	1,65	0,22	0,65
13,77	0,03	0,32	0,92	7,04	0,74	1,45	0,14	0,40
13,26	0,01	0,18	0,77	7,29	0,64	1,45	0,09	0,51
12,34	0,03	0,30	2,22	4,65	0,88	1,04	0,34	0,57
11,75	Нет	0,30	0,25	7,75	0,54	1,34	0,28	0,65
10,69	0,02	0,23	1,37	5,61	0,70	1,08	0,45	0,55
9,88	0,04	0,41	0,52	4,76	0,80	0,87	0,14	0,11
8,86	0,04	0,32	0,56	4,49	0,62	0,81	0,11	0,32
8,04	Нет	0,15	0,40	4,76	0,68	0,82	0,28	0,09
7,30	Нет	0,12	0,21	5,00	0,62	0,66	0,12	0,53
6,64	0,02	0,20	0,18	4,20	0,61	0,60	0,09	0,30
6,12	0,01	0,11	0,07	4,02	0,62	0,53	0,14	0,21
5,75	Следы	0,10	0,15	3,51	0,66	0,46	0,09	0,12
5,10	0,01	0,17	0,22	3,02	0,59	0,39	0,06	0,19
4,82	Следы	0,16	0,19	2,76	0,61	0,30	0 13	0,14
4,68	0,03	0,20	0,13	3,01	0,64	0,33	0,06	0,19
3,96	0,01	0,21	0,30	2,17	0,55	0,33	0,15	Нет

Продолжение табл. 23

Плотный остаток, г/л	В миллиэквивалентах							
	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na
251,41	Нет	15,19	900,10	2683,49	348,90	1670,33	31,48	1548,07
177,19	»	13,17	548,27	1959,54	42,28	1574,78	15,91	888,01
148,35	Следы	6,67	362,92	1693,66	50,94	1321,13	13,46	677,72
123,96	6,16	19,91	141,70	1832,37	637,21	409,21	47,51	900,05
121,35	Следы	5,93	26,08	1398,08	26,91	1089,13	10 49	538,56
80,30	3,28	9,85	75,87	986,40	460,46	257,40	32,06	322,20
77,99	6,70	14,77	89,97	917,65	31,82	769,42	36,25	184,90
66,26	2,87	7,80	73,21	780,90	273,13	347 55	21,60	219,63
63,85	1,47	4,45	130,37	748,70	26,91	569,70	6,64	280,27
61,33	0,73	4,75	132,10	723,36	25,95	466,56	7,98	359,72
56,60	6,98	16,21	66,86	644,04	35,15	543,27	15,09	133,60
50,69	9,45	18,48	48,47	633,35	29,09	528,47	26,07	116,67
37,44	Следы	8,94	43,18	450,05	152,94	227,90	12,14	109,25
35,72	4,52	9,85	38,96	451,55	50,36	338,52	15,53	95,95
35,16	7,80	12,52	31,17	481,14	43,44	345,13	16,23	120,03
34,86	0,82	4,93	40,90	413,74	41,47	349,15	17,35	51,60
33,82	6,16	12,52	35,27	386,77	35,15	328,46	11,05	59,90
32,35	7,35	11,85	42,64	371,08	28,01	306,45	12,30	78,81
29,70	5,75	10,88	36,40	345 07	85,80	41,31	19,50	245,74
28,20	6,98	12,56	30,15	327,91	31,17	272,12	8,84	58,49
26,20	9,53	21,11	22,09	343,05	94,18	202,51	11 19	78,37
25,41	9,03	16,12	23,26	333,33	26,67	261,05	15,57	69,42
24,01	4,40	9,64	19,38	320,03	33,07	241,55	9,93	64,50
23,22	2,46	4,93	23,38	290,44	30,75	222,42	6,75	58,83
22,19	6,57	12,56	21,53	284,41	31,51	228,31	7,73	50,95
21,93	5,43	11,08	23,31	272,90	31,91	223,85	9,79	41,74
20,21	6,57	12,11	15,54	256,88	56,63	186,79	11,76	29,35
19,05	8,21	17,44	14,11	238,79	29,09	186,21	11,93	43,11
17,51	2,08	7,03	25,19	216,11	24,22	176,89	4,17	43,05
15,86	2,20	6,54	9,70	216,46	26,14	159,20	5,74	41,62
14,56	0,73	4,08	18,61	166,60	26,47	134,48	8,91	19,43
14,15	3,70	7,40	12,30	181,39	30,75	136,21	5,74	28,39
13,77	1,23	5,34	26,05	146,85	37,17	119,55	3,82	17,70
13,26	0,41	3,08	21,74	152,07	32,41	119,73	2,36	22,39
12,34	1,23	4,93	62,75	96,88	44,49	86,21	8,84	25,02
11,75	Нет	4,92	7,16	161,46	27,46	110,33	7,24	28,51
10,69	0,82	3,90	38,86	116,90	35,03	89,08	11,56	23,99
9,88	1,64	6,77	14,77	99,20	40,40	71,84	3,68	4,82
8,86	1,64	5,34	15,95	93,71	31,14	66,75	2,97	14,14
8,04	Нет	2,46	11,48	99,33	34,34	67,53	7,43	3,97
7,30	Нет	2,03	6,08	104,23	31,14	54,60	3,18	23,42
6,64	0,82	3,28	5,32	87,68	30,75	50,00	2,41	13,12
6,12	0,41	1,85	2,05	83,84	31,14	43,68	3,78	9,14
5,75	Следы	1,64	4,31	73,16	33,13	37,93	2,55	5,50
5,10	0,41	2,87	6,34	62,98	29,75	32,19	1,70	8,55
4,82	Следы	2,67	5,52	57,54	30,75	25,15	3,50	6,33
4,68	1,23	3,28	3,70	62,75	32,03	27,57	1,56	8,57
3,96	0,41	3,49	8,39	45,35	27,50	27,63	3,95	Нет

Продолжение табл. 23

Плотный остаток, г/л	Сумма милли-эквивал.	В % от суммы миллиэквивалевтов							
		CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na
251,41	7197,56	Нет	0,21	12,51	37,28	4,85	23,21	0,44	21,51
177,19	5041,96	Нет	0,26	10,87	38,86	0,84	31,23	0,32	17,61
148,35	4126,50	Следы	0,16	8,80	41,04	1,23	32,01	0,33	16,41
123,96	3987,96	0,15	0,34	3,55	45,95	15,98	10,26	1,19	22,57
121,35	3330,18	Следы	0,18	7,84	41,98	0,81	32,72	0,32	16,17
80,30	2144,24	0,15	0,31	3,54	46,00	21,48	12,00	1,50	15,03
77,99	2044,78	0,33	0,39	4,40	44,88	1,56	37,63	1,77	9,04
66,26	1723,82	0,16	0,29	4,25	45,30	15,86	20,16	1,20	12,75
63,85	1767,04	0,09	0,17	7,38	42,37	1,52	32,24	0,38	15,85
61,33	1720,42	0,05	0,23	7,67	42,05	1,51	27,12	0,46	20,91
56,60	1454,22	0,48	0,63	4,60	44,29	2,42	37,36	1,04	9,19
50,69	1400,60	0,65	0,65	3,40	45,29	2,08	37,73	1,86	8,33
37,44	1004,40	Следы	0,89	4,30	44,81	15,23	22,69	1,21	10,88
35,72	1000,72	0,45	0,53	3,89	45,11	5,03	33,82	1,55	9,59
35,16	1049,66	0,74	0,45	2,97	45,84	4,14	32,88	1,55	11,44
34,86	919,14	0,08	0,52	4,43	45,00	4,51	37,98	1,89	5,61
33,82	869,12	0,71	0,73	4,06	44,50	4,04	37,79	1,27	6,89
32,35	851,14	0,85	0,53	5,01	43,60	3,29	36,00	1,45	9,26
29,70	784,70	0,73	0,65	4,65	43,97	10,93	5,26	2,49	31,32
28,20	741,24	0,94	0,75	4,07	44,24	4,21	36,71	1,20	7,89
26,20	772,50	1,23	1,50	2,86	44,41	12,19	26,21	1,45	10,15
25,41	745,42	1,21	0,95	3,12	44,72	3,58	35,02	2,09	9,31
24,01	698,10	0,63	0,75	2,78	45,84	4,74	34,60	1,42	9,24
23,22	637,50	0,39	0,39	3,67	45,56	4,82	34,89	1,06	9,23
22,19	637,00	1,03	0 94	3,38	44,65	4,95	35,84	1,21	8,00
21,93	614,58	0,88	0,92	3,78	44,44	5,19	36,42	1,59	6,79
20,21	569,06	1,15	0,97	2,73	45,14	9,95	32,82	2,06	5,15
19,05	540,68	1,52	1,71	2,61	44,16	5,38	34,44	2,21	7,97
17,51	496,66	0,42	1,00	5,07	43,51	4,88	35,62	0,84	8,67
15,86	465,40	0,47	0,93	2,08	46,51	5,61	34,21	1,23	8,94
14,56	378,58	0,19	0,89	4,92	44,00	6,99	35,52	2,35	5,16
14,15	402,18	0,92	0,92	3,06	45,10	7,64	33,87	1,43	7,06
13,77	356,48	0,35	1,15	7,20	41,19	10,43	33,53	1,07	4,97
13,26	353,78	0,12	0,75	6,14	42,98	9,16	33,85	0,67	6,33
12,34	329,12	0,40	1,11	19,07	29,43	13,52	26,19	2,69	7,60
11,75	347,08	Нет	1,42	2,06	46,52	7,91	31.79	2,09	8,21
10,69	319,32	0,26	0,96	12,17	36,61	10,97	27,90	3,62	7,51
9,88	241,48	0,68	2,12	6,12	41,08	16,73	29,75	1,52	2,00
8,86	230,00	0,71	1,61	6,93	40,74	13,54	29,03	1,29	6,15
8,04	226,54	Нет	1,09	5,07	43,85	15,20	29,80	3,26	1,75
7,30	224,68	Нет	0,90	2,71	46,39	13,85	24,30	1,45	10,42
6,64	192,56	0,42	1,28	2,76	45,53	15,97	25,96	1,30	6,80
6,12	175,48	0,23	0,82	1,16	47,78	17,75	24,89	2,15	5,21
5,75	158,22	Следы	1,04	2,72	46,24	20,94	23,97	1,61	3,48
5,10	144,38	0,28	1,70	4,39	43,62	20,60	22,29	1,18	5,92
4,82	131,46	Следы	2,03	4,20	43,77	23,39	19,13	2,66	4,81
4,68	139,46	0,88	1,47	2,65	45,00	22,97	19,77	1,12	6,15
3,96	116,31	0,35	2,65	7,21	38,99	23,64	23,76	3,40	Нет

Таблица 24

Состав солей в почвенных растворах Голодной Степи в зависимости от их концентрации

Плотный остаток	В граммах на литр почвенного раствора								
	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.
419,56	Нет	0,91	145,84	96,38	0,19	0,42	22,75	7,03	93,40
410,56	Нет	1,45	155,04	76,44	0,20	0,98	19,99	14,61	90,11
404,71	Нет	0,85	165,82	96,58	3,03	1,45	22,29	5,35	108,16
325,31	Нет	1,34	91,09	109,03	0,36	0,21	10,00	2,53	91,23
275,36	Нет	1,24	56,57	93,91	4,46	0,90	13,17	6,72	53,85
267,80	0,09	1,00	47,94	111,99	33,33	0,84	8,15	4,64	78,33
249,96	0,05	0,51	107,56	48,08	1,87	0,74	9,63	2,70	72,99
249,94	Следы	0,31	94,11	49.73	0,11	0,42	9,24	3,00	65,22
223,89	Нет	0,93	40.23	92,59	Не опред.	0,78	6,87	3,83	54,62
174,58	0,13	1,09	30,76	73,67	10,00	1,06	4,69	4,05	46,85
173,75	Нет	0,97	33,78	68,88	Не опред.	1,11	5,36	3,19	41,95
170,07	0,10	0,63	63,10	36,47	0,12	0,63	5,92	3,79	44,45
168,97	0,04	0,34	64,26	36,99	1,05	2,72	6,85	2,04	42,58
167,00	Нет	3,35	45,86	55,38	0,41	0,84	3,79	3,66	47,43
159,42	0,02	0,23	58,20	34,66	0,09	0,91	6,97	1,46	39,32
150,98	0,07	1,46	33,45	55,27	1,20	0,90	13,88	2,63	20,30
147,00	Нет	1,34	48,36	45,78	0,39	0,35	5,53	1,35	42,24
142,58	0,03	0,29	56,26	31,82	1,01	1,06	6,23	0,94	38,63
138,43	0,04	0,21	48,56	37,96	0,03	0,89	6,73	1,02	35,38
123,03	Нет	0,28	47,21	29,41	0,09	0,44	5,67	0,86	33,07
119,72	Нет	1,46	41,79	33,53	0,25	0,40	5,45	1,31	32.24
118,41	Нет	0,32	46,27	27,31	0,18	0,51	5,76	0,70	31,35
115,84	0,04	0,21	37,80	29,98	0,03	0,93	5,70	0,51	26,79
95,61	Нет	0,56	32,31	28,11	0,37	0,88	3,03	1,59	26,84
90,62	0,07	0,39	31,55	21,61	0,13	1,00	3,50	1,46	22,33
86,19	Нет	0,81	24,80	28,96	0,32	0,95	2,09	1,74	24,29
76,04	0,06	0,22	25,37	21,49	0,20	0,89	3,76	0,25	18,59
69,69	0,04	0,28	22,84	14,20	0,03	0,90	1,91	1,22	16,34
65,66	Нет	0,48	21,15	9,60	3,33	2,79	3,90	1,68	8,12
61,06	0,04	0,19	19,99	16,44	0,02	0,93	2,92	0,40	14,05
59,70	Нет	0,23	19,49	17,77	0,08	0,44	2,63	0,34	15,55
54,72	0,32	1,23	12,04	20,02	1,77	0,80	2,52	1,03	12,19
51,92	0,08	0,39	18,22	13,28	0,02	1,11	2,46	0,28	12,21
50,26	0,08	0,49	16,54	14,94	0,27	0,86	2,45	0,18	12,43
48,10	0,08	0,49	16,27	14,36	0,05	0,93	2,33	0,22	12,02
43,86	0,03	0,44	13,65	13,49	0,06	0,25	1,83	0,24	11,53
39,25	0,01	0,40	8,37	16,41	Нет	0,63	1,49	0,18	9,76
38,12	0,10	0,77	7,09	15,91	1,66	0,83	1,25	0,86	9,28
36,05	0,06	0,61	5,35	16,34	Не опред.	0,71	1,36	0,70	7,71
31,49	Нет	0,37	5,87	13,89	0,60	0,87	2,79	0,37	4,31
30,10	0,01	0,26	10,52	7,85	0,01	0,93	1,37	0,14	6,93
29,06	0,13	0,46	8,97	8,29	0,02	0,94	1,39	0,11	6,47
26,45	0,06	1,44	4,79	11,09	2,00	0,72	1,11	0,54	6,43
25,17	0,02	0,45	4,50	11,52	Нет	0,67	0,77	0,22	6,24
24,10	0,07	0,54	3,42	11,27	0,96	0,77	0,99	0,37	5,19
22,12	0,07	0,79	3,71	9,04	0,75	0,74	1,12	0,32	4,14
21,06	Нет	0,74	2,56	10,78	0,03	0,78	2,14	0,22	2,03
20,13	0,03	0,85	1,91	10,13	0,64	0,60	0,99	0,39	3,84
19,01	0,07	0,31	2,50	9,75	0,03	0,78	1,83	0,24	1,92
17,92	Нет	0,37	3,25	7,71	0,04	0,80	1,54	0,30	1,93
16,56	Нет	0,66	1,66	8,63	0,04	0,74	1,68	0,19	1,32
15,28	0,20	0,51	1,57	7,91	0,08	0,66	0,98	0,19	2.34
14,15	0,02	0,75	1,20	7,17	0,60	0,78	1,04	0,53	1,53
13,02	Нет	0,42	1,42	6,78	Не опред.	0,74	1,25	0,21	0.97
12,07	Нет	0,17	2,01	5,62	0,02	0,75	0,96	0,88	0,86
11,25	0,09	0,30	1,42	5,69	0,08	0,73	0,96	0,16	1,00
10,05	0,09	0,26	1,49	4,67	0,03	0,80	0,73	0,11	0,95
9,24	Нет	0,32	1,27	4,61	0,08	0,71	0,63	0,12	1,10
8,17	»	0,36	0,76	4,42	Не опред.	0,69	0,71	0,19	0,49
7,05	»	0,23	0,66	4,16	» »	0,91	0,52	0,23	0,32
6,48	»	0,30	0,56	3,44	» »	0,79	0,45	0,19	0,24
5,15	0,01	0,46	0,13	3,00	0,22	0,64	0,32	0,17	0,32

Продолжение табл. 24

Плотный остаток г/л	В миллиэквивалентах на литр почвенного раствора								
	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na
419,56	Нет	15,00	4108,16	2007,90	3,08	21,20	1871,64	180,29	4061,01
410,56	»	23,80	4367,32	1592,63	3,25	49,47	1644,56	374,72	3918,25
404,71	»	14,00	4671,12	2012,19	48,88	72,88	1833,06	137,38	4702,87
325,31	»	22,00	2566,11	2271,63	5,86	10,73	822,88	65,07	3966,92
275,36	»	20,40	1593,70	1956,53	71,94	45,14	1083,79	172,33	2341,37
267,80	3,20	16,52	1350,59	2333,28	537,63	42,40	670,49	119,25	3405,90
249,96	2,00	8,51	3029,92	1001,81	30,24	37,10	792,40	69,42	3173,56
249,94	Следы	5,20	2651,04	1036,06	1,91	21,20	760,13	77,13	2835,75
223,89	Нет	15,40	1133,30	1929,13	Не опред.	39,09	565,17	98,46	2375,11
174,58	4,40	17 90	866,62	1534,83	161,13	53,00	386,34	103,88	2037,26
173,75	Нет	16,00	951,71	1435,07	Не опред.	55,65	440,98	81,95	1824,20
170,07	3,60	10,40	1777,47	759,92	2,03	31,80	487,63	97,37	1933,02
168,97	1,40	5,51	1810,18	770,63	16,98	136,29	563,44	52,34	1851,33
167,00	Нет	58,29	1291,87	1153,80	6,74	42,40	311,94	94,00	2062,36
159,42	0,80	3,80	1639,66	722,10	1,50	45,94	573,68	37,50	1709,94
150,98	2,40	24,00	942,42	1151,66	19,42	45,05	1141,99	67,49	882,97
147,00	Нет	22,00	1362,33	953,86	6,40	17,60	455,36	34,71	1836,92
142,58	1,00	4,82	1584,87	663,59	16,40	53,00	512,73	24,10	1679,77
138,43	1,60	3,60	1367,89	790,88	0,58	44,52	553,60	26,34	1538,49
123,03	Нет	4,70	1330,03	612,85	1,45	22,44	466,60	22,11	1437,88
119,72	»	24,00	1177,35	698,68	4,03	20,35	448,19	33,49	1402,03
118,41	»	5,30	1303,61	569,01	3,04	25,52	474,24	18,00	1363,20
115,84	1,60	3,60	1065,01	624,72	0,61	46,64	468,99	13,11	1165,20
95,61	Нет	9,30	910,18	585,67	6,05	44,17	249,79	40,81	1176,43
90,62	2,40	6,40	888,85	450,38	2,11	50,35	288,63	37,60	971,16
86,19	Нет	13,30	698,76	603,37	5,26	47,70	172,11	44,67	1056,21
76,04	2,00	3,74	714,75	447,71	3,22	44,95	309,22	6,63	808,62
69,69	1,60	4,60	643,60	295,92	0,60	45,13	157,76	31,38	710,45
65,66	Нет	8,00	595,73	200,15	53,76	139,79	321,35	43,14	353,36
61,06	1,60	3,20	563,14	342,50	0,37	46,64	240,94	10,49	611,14
59,70	Нет	3,90	549,04	370,36	1,84	22,60	217,05	8,74	676,25
54,72	10,80	0,20	339,27	417,16	28,55	40,28	207,96	26,61	530,33
51,92	2,80	6,53	513,35	276,74	0,37	55,97	202,75	7,40	530,87
50,26	2,80	8,16	466,14	311,45	4,40	43,11	201,74	4,76	540,54
48,10	2,80	8,16	458,37	299,35	0,81	46,64	191,71	5,69	522,65
43,86	1,20	7,28	384,62	281,19	1,01	14,87	151,31	6,36	501,56
39,25	0,40	6,60	236,00	341,99	Нет	31,85	123,34	4,73	424,67
38,12	3,49	12,73	199,89	331,56	26,88	41,74	103,53	22,05	403,74
36,05	2,00	10,13	150,86	340,57	Не опред.	35,78	112,05	18,20	335,53
31,49	Нет	6,20	165,58	289,52	9,62	45,82	229,95	9,65	187,55
30,10	0,60	4,33	296,53	163,54	0,29	46,64	112,94	3,65	301,46
29,06	4,40	7,60	252,85	172,89	0,43	47,49	114,73	2,93	268,62
26,45	2,00	23,61	135,06	231,18	32,26	36,44	91,88	13,86	279,93
25,17	0,80	7,40	127,00	240,14	Нет	33,60	63,51	5,81	271,62
24,10	2,60	8,85	96,36	234,95	15,61	38,69	81,75	9,64	225,69
22,12	2,60	13,08	104,58	188,38	12,24	37,10	92,78	8,32	180,08
21,06	Нет	12,20	72,23	224,58	0,59	39,22	176,04	5,69	88,65
20,13	1,00	14,00	54,00	211,20	10,34	30,22	81,87	10,11	167,34
19,01	2,40	5,20	70,49	203,30	0,63	39,08	150,88	6,17	83,49
17,92	Нет	6,20	91,74	160,63	0,69	40,28	127,29	7,71	83,98
16,56	»	10,90	45,92	179,81	0,69	37,10	158,75	5,01	57,46
16,28	6,80	8,10	44,44	164,95	1,40	33,07	79,17	5,09	101,86
14,15	0,80	12,40	33,94	149,40	9,73	39,09	86,05	13,62	66,75
13,02	Нет	7,00	40,26	141,28	Не опред.	37,10	103,26	5,59	42,59
12,07	»	2,80	56,84	117,13	0,32	37,63	79,24	22,66	37,56
11,25	3,20	5,00	40,23	148,73	0,13	36,74	79,36	4,11	43,88
10,05	3,20	4,40	42,14	97,50	0,63	40,28	60,24	2,83	41,32
9,24	Нет	5,40	35,82	96,24	0,42	35,51	52,35	3,08	47,94
8,17	»	6,00	21,66	92,13	Не опред.	34,98	58,45	5,01	21,35
7,05	»	3,80	18,64	86,76	» »	45,93	43,03	6,11	14,13
6,48	»	5,00	16,01	71,75	» »	39,75	37,29	4,92	10,80
5,15	0,60	7,60	3,92	62,51	3,58	32,47	26,45	4,57	14,12

Продолжение табл. 24

Плотный остаток	Сумма миллиэквивалентов	% от суммы миллиэквивалентов								
		CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na
419,56	12268,28	Нет	0,12	33,49	16,37	0,03	0,17	15,26	1,47	33,10
410,56	11974,00	»	0,20	36,47	13,30	0,03	0,41	13,73	3,13	32,72
404,71	13492,38	»	0,10	34,62	14,91	0,36	0,54	13,59	1,02	34,86
325,31	9731,20	»	0,23	26,37	23,34	0,06	0,11	8,46	0,67	40,76
275,36	7285,14	»	0,28	21,88	26,86	0,99	0,62	14,88	2,37	32,14
267,80	8476,04	0,04	0,16	15,93	27,53	6,35	0,50	7,91	1,41	40,18
249,96	8142,96	0,02	0,08	37,21	12,30	0,37	0,46	9,73	0,85	38,97
249,94	7388,42	Следы	0,07	35,88	14,02	0,03	0,29	10,29	1,04	38,38
223,89	6155,66	Нет	0,25	18,41	31,34	Не опред.	0,63	9,18	1,60	38,58
174,58	5160,96	0,09	0,26	16,79	29,74	3,12	1,03	7,49	2,01	39,47
173,75	4805,56	Нет	0,33	19,80	29,86	Не опред.	1,16	9,18	1,71	37,96
170,07	5099,64	0,07	0,13	34,85	14,90	0,04	0,62	9,56	1,91	37,91
168,97	5206,80	0,03	0,08	34,77	14,80	0,33	2,62	10,82	1,00	35,56
167,00	5021,40	Нет	1,16	25,73	22,98	0,13	0,84	6,21	1,87	41,07
159,42	4734,12	0,02	0,06	34,63	15,25	0,03	0,97	12,12	0,79	36,12
150,98	4275,00	0,06	0,51	22,04	26,94	0,45	1,05	26,71	1,58	20,65
147,00	4689,18	Нет	0,47	29,05	20,34	0,14	0,38	9,71	0,74	39,17
142,58	4539,36	0,02	0,08	34,91	14,62	0,36	1,17	11,30	0,53	37,00
138,43	4325,90	0,04	0,05	31,62	18,28	0,01	1,03	12,80	0,61	35,56
123,03	3898,06	Нет	0,12	34,12	15,72	0,04	0,58	11,97	0,57	36,88
119,72	3808,12	»	0,63	30,92	18,35	0,11	0,53	11,77	0,88	36,82
118,41	3761,92	»	0,14	34,65	15,13	0,08	0,68	12,61	0,48	36,24
115,84	3387,88	0,05	0,06	31,44	18,44	0,02	1,38	13,84	0,39	34,39
95,61	3022,40	Нет	0,31	30,11	19,38	0,20	1,46	8,28	1,35	38,92
90,62	2695,18	0,09	0,15	32,98	16,71	0,08	1,87	10,71	1,39	36,03
86,19	3641,88	Нет	0,50	26,45	22,84	0,20	1,81	6,52	1,69	39,99
76,04	2338,84	0,09	0,07	30,57	19,14	0,14	1,92	13,22	0,26	34,57
69,69	1889,44	0,08	0,16	34,06	15,66	0,03	2,39	8,35	1,66	37,60
65,66	1715,28	Нет	0,47	34,73	11,67	3,13	8,15	18,73	2,52	20,60
61,05	1818,42	0,08	0,08	30,97	18,84	0,02	2,56	13,25	0,58	33,61
59,70	1849,28	Нет	0,21	29,69	20,03	0,07	1,22	11,74	0,47	36,57
54,72	1610,86	0,67	0,58	21,07	25,90	1,77	2,50	12,91	1,65	32,93
51,92	1593,98	0,18	0,23	32,21	17,36	0,02	3,51	12,72	0,46	33,30
50,26	1580,80	0,18	0,34	29,50	19,71	0,28	2,73	12,77	0,30	34,20
48,10	1533,38	0,18	0,35	29,89	19,52	0,05	3,04	12,50	0,37	34,08
43,86	1348,20	0,09	0,45	28,53	20,86	0,07	1,10	11,22	0,47	37,20
39,25	1169,18	0,03	0,53	20,19	29,25	Нет	2,72	10,55	0,40	36,32
38,12	1142,12	0,31	0,81	17,50	29,04	2,35	3,65	9,06	1,93	35,35
36,05	1003,12	0,20	0,81	15,04	33,95	Не опред	3,57	11,17	1,81	33,45
31,49	941,94	Нет	0,66	17,57	30,74	1,03	4,65	24,42	1,02	19,91
30,10	929,38	0,06	0,40	31,91	17,60	0,03	5,02	12,15	0,39	32,44
29,06	867,54	0,51	0,37	29,15	19,93	0,05	5,47	13,22	0,34	30,96
26,45	844,22	0,24	2,56	16,00	27,38	3,82	4,32	10,88	1,64	33,16
25,17	749,08	0,10	0,88	16,95	32,06	Нет	4,49	8,48	0,78	36,28
24,10	711,54	0,37	0,88	13,54	33,02	2,19	5,44	11,49	1,35	31,72
22,12	636,56	0,41	1,65	16,43	29,59	1,92	5,83	14,58	1,31	28,29
21,06	619,20	Нет	1,97	11,67	36,27	0,09	6,33	28,43	0,92	14,32
20,13	579,08	0,17	2,24	9,33	36,47	1,79	5,21	14,15	1,75	28,90
19,01	559,24	0,43	0,50	12,60	36,35	0,11	6,99	26,98	1,10	14,93
17,92	518,52	Нет	1,20	17,69	30,98	0,13	7,77	24,55	1,49	16,20
16,56	476,61	»	2,29	9,84	37,72	0,14	7,78	29,11	1,05	12,06
15,28	438,38	1,55	0,36	10,14	37,63	0,32	7,54	18,06	1,16	23,24
14,45	411,02	0,19	2,82	8,26	36,35	2,38	9,51	20,94	3,31	16,24
13,02	377,08	Нет	1,86	10,68	37,47	Нет	9,84	27,38	1,48	11,29
12,07	354,18	»	0,79	16,05	33,07	0,09	10,62	22,38	6,40	10,60
11,25	328,18	0,98	0,55	12,26	36,18	0,04	11,20	24,18	1,25	13,37
10,05	289,34	1,11	0,41	14,56	33,70	0,22	13,92	20,82	0,98	14,28
9,21	277,76	Нет	1,94	12,90	34,65	0,51	12,78	18,85	1,11	17,26
8,17	239,58	»	2,50	9,04	38,45	Нет	14,60	24,40	2,09	8,91
7,05	218,40	»	1,74	8,53	39,73	Не опред.	21,03	19,70	2,80	6,47
6,48	185,52	»	2,70	8,63	38,68	Нет	21,43	20,10	2,65	5,82
5,15	155,22	0,39	4,51	2,53	40,27	2,31	20,92	17,04	2,94	9,10

не достигается, хотя их концентрация возрастает в предельных случаях до 2680 м-экв (115 г/л SO_4'').

Соответственно различны и общие концентрации солей, при которых в почвенных растворах и грунтовых водах наступает насыщение сульфатами. В грунтовых водах насыщение раствора сульфатами наступало при 40 г/л (Голодная Степь) и 100 г/л (Ферганская долина) общего содержания солей. В почвенных же растворах насыщение сульфатами наступает в Голодной Степи при общей концентрации всех солей в 7 раз большей — 270 г/л. В Ферганской долине насыщение раствора сульфатами не наступает даже при общей концентрации всех солей 250 г/л.

Отсюда следует, что почвенные растворы, в отличие от грунтовых вод, с которыми они генетически связаны в засоленных почвах, характеризуются не только более высокими общими концентрациями солей, но и значительно более высокой сульфатностью, превышающей в 3—8 раз сульфатность грунтовых вод (табл. 25). Высокая сульфатность почвенных растворов может быть объяснена накоплением сернокислого Mg, растворимость ко-

Таблица 25

Сравнительная характеристика минерализации и состава солей в почвенных растворах и грунтовых водах Ферганы и Голодной Степи

Район	Общая минерализация при начале преобладания Cl' над SO_4'' в г/л	Общая минерализация при начале насыщения раствора сульфатами в г/л	Концентрация SO_4'' при насыщении раствора сульфатами в м-экв	Минерализация при начале преобладания Mg'' над Ca'' в г/л	Минерализация при начале насыщения раствора солями Ca'' в г/л	Концентрация Ca'' при начале насыщения раствора солями Ca в м-экв	Тип засоления
I. Ферганская долина							
Почвенные растворы	Не наступает при 250	Не наступает при 250	При 2 680 не наступает	3—5	3—5	27—30	$Cl < SO_4$ $Na < Mg > Ca$
Грунтовые воды . . .	100	100	800	не наст. до 100	60	230	$Cl < SO_4$ $Na \gtrless Ca$ и Mg $Ca \gtrless Mg$
II. Голодная Степь							
Почвенные растворы	45—50	270	2 000	5—8	до 5	30—40	$Cl \geqslant SO_4$ $Na \geqslant Mg > Ca$
Грунтовые воды . . .	20	40	250	12	10	100	$Cl \geqslant SO_4$ $Na > Mg \gtrless Ca$

торого значительно выше растворимости других сульфатов более высокой температурой среды, способствующей повышению растворимости сернокислого Na, образованием в почвенных растворах полугидрата, значительно более растворимого, чем гипс, и повышением растворимости гипса в присутствии большого количества NaCl и $MgCl_2$.

Однако почвенные растворы практически полностью насыщены в отношении сернокислого Ca, судя по тому, что концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ в почвенных растворах, как правило, невелика (25—50 м-экв) и остается одинаковой при всех концентрациях почвенных растворов. Поэтому почвенные растворы непрерывно осаждают сернокислый Ca из раствора в осадок, обогащая им почвенные горизонты.

Несмотря на то, что абсолютная концентрация сульфатов в почвенных растворах значительно выше, чем в грунтовых водах, все же относительное содержание сульфатов в составе солей закономерно уменьшается по мере роста общей концентрации солей в почвенном растворе. При минимальных концентрациях почвенных растворов доля сульфатов выражается величинами до 80—90% от суммы м-экв ионов в Фергане и 70—80% в Голодной Степи. В высоко же концентрированных почвенных растворах Ферганы доля сульфатов опускается до 70—80% от суммы м-экв, а в Голодной Степи до 25—30%. Объясняется это, естественно, более быстрым накоплением хлоридов в почвенных растворах по мере роста их общей минерализации.

Накопление и содержание в почвенных растворах хлоридов (Cl'). Поведение хлоридов в почвенных растворах подчинено в основном тем же закономерностям, что и в грунтовых водах. Параллельно с ростом концентрации почвенных растворов от минимальных до предельно высоких отмечается закономерное увеличение абсолютной концентрации Cl'. В Голодной Степи при этом хлориды достигают концентрации 4000—4600 м-экв (145—165 г/л Cl'). В почвенных растворах Ферганы максимальные зарегистрированные концентрации хлоридов достигают 550—900 м-экв (19—32 г/л Cl').

На поведении хлоридов в почвенных растворах отчетливо проявляется влияние химизма грунтовых вод данного оазиса. Выше показано, что грунтовые воды Ферганской долины характеризуются подавляющим преобладанием сульфатов над хлоридами в интервале общей минерализации до 100 г/л. Соответственно и в почвенных растворах Ферганской долины хлориды занимают подчиненное место в сравнении с сульфатами даже при концентрациях раствора около 250 г/л.

В почвенных растворах Голодной Степи, грунтовые воды которой в пределах общей минерализации выше 20 г/л отличаются преобладанием хлоридов над сульфатами, для большей части случаев хлориды также преобладают над сульфатами. Однако, в связи с тем, что общая сульфатность почвенных растворов, как отмечено ранее, выше, чем сульфатность грунтовых вод, минерализация почвенного раствора, при которой хлориды начинают преобладать над сульфатами, оказывается значительно более высокой.

Как видно, из данных табл. 25, в грунтовых водах Голодной Степи преобладание хлоридов над сульфатами наступает, начиная с общей минерализации около 20 г/л; в почвенных растворах преобладание хлоридов над сульфатами наступает при концентрациях вдвое и втрое больших (45—50 г/л).

В грунтовых водах Ферганской долины хлориды преобладают над сульфатами при общей минерализации выше 100 г/л; в почвенных растворах Ферганы преобладание хлоридов над сульфатами не наступает даже при концентрации 250 г/л.

Таким образом, несмотря на то, что концентрации хлоридов в почвенных растворах вследствие их большей абсолютной минерализации оказываются более высокими, чем в грунтовых водах, хлоридность почвенных растворов оказывается относительно значительно меньшей, чем хлоридность грунтовых вод.

Все же относительное участие хлоридов в составе солей почвенных растворов резко возрастает по мере увеличения общей концентрации почвенного раствора. Так, в Голодной Степи доля хлоридов в составе почвенного раствора при малых концентрациях выражается величинами 4—20% суммы м-экв ионов. В высококонцентрированных растворах она возрастает до 40—65%. В Ферганской долине эта закономерность выражена слабее, но и здесь в малоконцентрированных почвенных растворах хлориды составляют 4—15% суммы м-экв, а в высококонцентрированных растворах — 20—25% суммы м-экв.

Накопление и содержание в почвенных растворах солей натрия ($Na^{\cdot}$). Сернокислые и хлористые соли Na являются одним из основных преобладающих компонентов почвенных растворов Ферганы и Голодной Степи. Однако поведение солей Na в почвенных растворах этих двух различных оазисов резко отличается. В почвенных растворах Ферганы концентрация солей Na, как правило, значительно меньше концентрации солей Mg и не достигает даже в высокоминерализованных растворах (250 г/л) величины более 1500—1600 м-экв. Соответственно доля солей натрия, в процентах от суммы м-экв ионов в почвенных растворах Ферганской долины не поднимается выше 30—45%. В большей части орошаемых почв Ферганской долины концентрация солей натрия еще ниже и колеблется в пределах 8—100 м-экв или в пределах 10—20% суммы м-экв солей. В наиболее разбавленных почвенных растворах в незасоленных почвах концентрация $Na^{\cdot}$ обычно меньше концентрации $Ca^{\cdot\cdot}$ и немногим превышает концентрацию $K^{\cdot}$. В почвенных растворах Голодной Степи концентрации солей натрия выше, чем в Ферганской долине. Так, в малоконцентрированных растворах (5—10 г/л) абсолютная концентрация солей натрия колеблется в пределах 10—40 м-экв, составляя от суммы м-экв ионов 20—35%, т. е. в два-три раза больше, чем в почвенных растворах Ферганской долины при той же концентрации. При этом абсолютная концентрация солей натрия обычно меньше концентрации солей магния и кальция.

В почвенных растворах более высокой концентрации той же Голодной Степи (50—150 г/л) абсолютная концентрация солей натрия резко возра-

стает до величин порядка 500—1800 м-экв, намного превышая концентрацию солей кальция и магния и составляя в сумме солей почвенного раствора уже около 70—80%.

В растворах максимально высоких концентраций (250—420 г/л) концентрация солей натрия поднимается до величин 2300—4700 м-экв, сохраняя свое преобладание над солями магния, кальция и калия (65—80% от суммы м-экв солей).

В почвенных растворах Голодной Степи, начиная примерно с общих концентраций 325—350 г/л, концентрация солей натрия, приблизившись к величине около 4000 м-экв, прекращает свой дальнейший рост, что свидетельствует о достижении ими состояния насыщения. Учитывая, что растворимость хлористого натрия при температуре 20° выражается величиной 264 г/л, можно ожидать, что в условиях почвенного раствора при концентрациях последнего около 325—350 г/л NaCl достигает насыщения раствора и начинает выпадать из осадка, обогащая почвы кристаллическим хлористым натрием. Рост минерализации почвенного раствора выше этих концентраций, повидимому, идет уже за счет $MgCl_2$.

Сопоставляя абсолютные концентрации солей натрия в почвенных растворах с их концентрацией в грунтовых водах, можно видеть, что почвенные растворы характеризуются меньшими абсолютными концентрациями солей натрия.

Так, при общей концентрации солей около 100 г/л в грунтовых водах Ферганской долины концентрация солей натрия выражается величиной 1000 м-экв и в Голодной Степи 1700 м-экв. В почвенных же растворах абсолютная концентрация солей натрия в этих случаях значительно меньше: в Ферганской долине лишь около 300 м-экв и в Голодной Степи около 800 м-экв. Как будет видно ниже, это объясняется в основном накоплением в почвенных растворах $Mg^{\cdot\cdot}$.

Накопление и содержание в почвенных растворах солей кальция ($Ca^{\cdot\cdot}$). В почвенных растворах изученных нами почв абсолютная концентрация солей кальция обычно колеблется в пределах небольших величин — 25—40—50 м-экв, независимо от общей минерализации раствора. Исходя из растворимости гипса около 30 м-экв/л, можно считать, что находящиеся в почвенных растворах соли кальция представлены в основном гипсом и бикарбонатами Ca. На графиках минерализации почвенных растворов концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ рисуется линией, параллельной оси абсцисс, соответствующей концентрации насыщения почвенного раствора солями кальция — 27—30 м-экв в Ферганской долине и 30—40 м-экв в Голодной Степи

Сопоставляя эти величины с концентрациями солей кальция при насыщении растворов грунтовых вод этих же областей, можно видеть, что концентрация солей кальция в почвенных растворах в 3—8 раз меньше, чем в грунтовых водах (табл. 25).

Таким образом, устанавливается важный факт значительного уменьшения абсолютной концентрации солей кальция при превращении восходящих капиллярных растворов от грунтовых вод в почвенные растворы в верхних

горизонтах почвы. Это наступает, несмотря на увеличение абсолютной концентрации хлористого Na и хлористого Mg, и, повидимому, объясняется накоплением в почвенных растворах Na_2SO_4 и $MgSO_4$, снижающих растворимость гипса. В конечном счете почвенные растворы значительно интенсивнее обогащают грунт и почвенные горизонты гипсом и полугидратом, чем грунтовые воды.

Отметим, однако, случаи отклонения от названной закономерности. Так, в высокоминерализованных почвенных растворах Ферганской долины и отчасти Голодной Степи имеются случаи резкого повышения абсолютной концентрации солей кальция (до 136—630 м-экв). В Ферганской долине эти случаи зарегистрированы в почвенных растворах, имеющих общую концентрацию солей 50—66—80—120—250 г/л. Прослеживается эта же закономерность и на солевых профилях почвенных растворов (рис. 20—23). Очевидно, в данном случае имеет место значительное повышение растворимости солей кальция под влиянием накопления в почвенных растворах хлористого Na и хлористого Mg. Не исключено, что в этих случаях сульфат Ca представлен преимущественно полугидратом. Возможно также, что здесь появляется $CaCl_2$. В связи с тем, что абсолютная концентрация солей Ca в почвенных растворах оказывается очень небольшой и не превышает 25—40—50 м-экв, относительное содержание солей кальция в составе солей почвенного раствора в засоленных почвах и солончаках крайне невелико, всего лишь 3—10% суммы м-экв. Лишь в почвенных растворах незасоленных почв относительное содержание солей кальция оказывается сравнительно большим, достигая 30—45% суммы м-экв.

Нужно также отметить, что насыщение солями кальция в почвенных растворах наступает значительно раньше, чем в грунтовых водах. Это особенно хорошо видно из данных табл. 25, где показано, что общая минерализация раствора в начале насыщения его солями кальция в грунтовых водах наступает для Голодной Степи при 10 г/л, а для Ферганской долины при 60 г/л, а общая минерализация при начале насыщения почвенного раствора солями кальция наступает при величинах значительно меньших — 3—5 г/л.

Накопление и содержание в почвенных растворах солей магния ($Mg^{\cdot\cdot}$). Роль солей Mg, в составе почвенных растворов значительно выше, чем в составе солей грунтовых вод. Абсолютная концентрация солей Mg в почвенных растворах резко возрастает параллельно с общим ростом минерализации почвенного раствора и достигает громадных величин — 1700—1800 м-экв.

В грунтовых водах, как отмечалось много раэ выше, случаи преобладания солей магния над другими солями неизвестны. Больше того, даже при наиболее высоких минерализациях в грунтовых водах нельзя было отметить сколько-нибудь существенного абсолютного накопления солей магния.

Особенно большую роль играют соли магния в почвенных растворах Ферганы. Как при малых, так и при высоких концентрациях почвенных растворов Ферганы соли магния преобладают над солями кальция и натрия.

Грунтовые воды Ферганской долины являются по соотношению катионов магний-кальций-натриевыми. Почвенные же растворы Ферганской долины являются кальций-натрий-магниевыми.

Таким образом, в процессе образования почвенных растворов засоленных почв Ферганской долины магний-кальций-натриевые грунтовые воды превращаются в кальций-натрий-магниевые почвенные растворы. Несомненно, это объясняется накоплением в почвенных растворах наиболее растворимых солей $MgSO_4$ и $MgCl_2$.

Хотя и в значительно ослабленной степени, эта же тенденция обнаруживается и в почвенных растворах Голодной Степи. Как видно из рис. 5, в грунтовых водах Голодной Степи концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$ не достигает даже в случае высокоминерализованных грунтовых вод 400 м-экв (4—5 г/л).

В почвенных растворах Голодной Степи концентрация солей магния уже в незасоленных почвах выражается величинами 26—80 м-экв, занимая второе место после солей кальция. В почвенных растворах более высокой концентрации абсолютная концентрация солей магния возрастает в тем большей степени, чем больше общая концентрация почвенного раствора, и занимает второе место после солей натрия.

В грунтовых водах Голодной Степи соли магния начинают преобладать над солями кальция при общей минерализации около 12 г/л. В почвенных растворах Голодной Степи преобладание солей магния над солями кальция наступает при вдвое меньших общих концентрациях — 5—8 г/л. В грунтовых водах Ферганской долины преобладание абсолютной концентрации солей магния над солями кальция не наступает даже при общей минерализации 100 г/л. В почвенных же растворах уже при минимальных концентрациях (3—5 г/л) соли магния начинают преобладать над солями кальция. Таким образом, можно сделать вывод о том, что сернокислые и хлористые соли магния являются специфическим компонентом почвенных растворов засоленных почв.

Сопоставляя поведение $Na^{\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$ в почвенных растворах Голодной Степи и продолжая линию их накопления до точки вероятного пересечения, можно предполагать, что при общих минерализациях почвенного раствора около 600 г/л соли магния и в почвенных растворах Голодной Степи выходят на первое место.

Накопление и содержание в почвенных растворах солей калия ($K^{\cdot}$). Соли калия являются постоянным компонентом почвенных растворов Ферганы и Голодной Степи. Накопление солей калия в почвенных растворах возрастает параллельно с общим увеличением их минерализации. Так, в малоконцентрированных почвенных растворах (5—10 г/л) концентрация солей калия выражается величинами 1,5—5 м-экв. В почвенных растворах средней концентрации (50—100 г/л) абсолютная концентрация солей калия возрастает до величин 15—45 м-экв. Еще выше абсолютная концентрация солей калия в почвенных растворах наибольших концентраций (250—420 г/л)—до 70—180—370 м-экв. Почвенные растворы засоленных почв Голодной Степи, как правило, значительно богаче солями калия, чем соответствующие почвы Фер-

ганы. Однако, несмотря на закономерное увеличение абсолютных концентраций солей калия в почвенных растворах по мере роста минерализации последних, относительная доля солей калия при этом резко уменьшается. Так, в слабоконцентрированных почвенных растворах соли калия составляют нередко 4—7% суммы м-экв солей. В почвенных же растворах средних и высоких концентраций, свойственных солончаковым почвам, относительное содержание солей калия резко уменьшается до 1—3%. Это свидетельствует о том, что накопление солей калия в процессе общего соленакопления в почвенных растворах значительно отстает от накопления сульфатов и хлоридов магния и натрия.

Различия в составе солей почвенных растворов Ферганы и Голодной Степи. В различных по химизму областях развития засоленных почв значительно отличается и состав почвенных растворов. Это хорошо видно по кривым минерализации и состава почвенных растворов Ферганы и Голодной Степи (рис. 18, 19 и табл. 23—25).

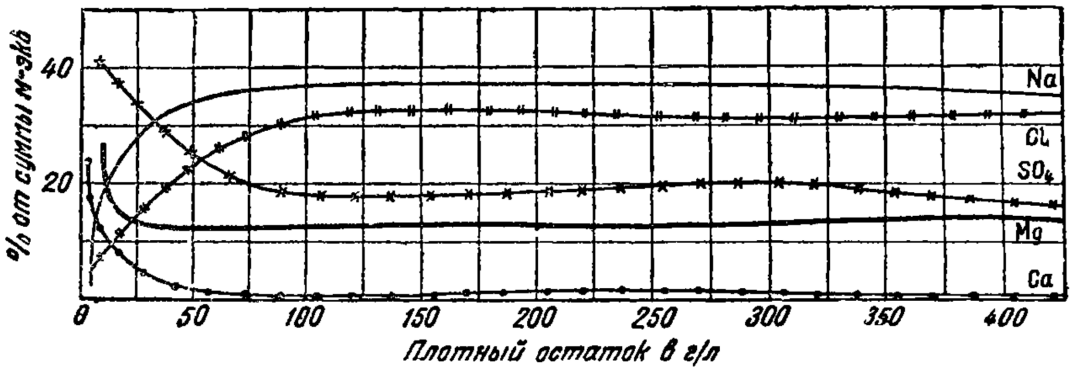


Рис 18. Зависимость между концентрацией и составом солей в почвенных растворах Голодной Степи.

По соотношению SO_4'' и Cl' почвенные растворы Голодной Степи можно считать до общей концентрации солей 45—50 г/л хлоридно-сульфатными, а при более высокой — сульфатно-хлоридными.

В почвенных растворах Ферганы при всех концентрациях солей—от минимальных до 250 г/л — SO_4'' подавляюще преобладают над Cl'. Лишь при концентрациях выше 100 г/л концентрация Cl' начинает заметно возрастать, оставаясь, однако, попрежнему значительно меньше концентрации SO_4''. По соотношению анионов, таким образом, почвенные растворы Ферганы остаются хлоридно-сульфатными даже при самых высоких общих концентрациях растворов.

Особенно интересно в этих различных по химизму солей областях поведение в почвенных растворах катионов. Первое место в числе катионов почвенных растворов в Голодной Степи занимает $Na^{\cdot}$. Кривая его накопления почти непрерывно растет, начиная от минимальных и кончая максимальными концентрациями, достигая 4000—4700 м-экв. Концентрация $Na^{\cdot}$ в почвенных растворах Ферганы не достигает больше 1550 м-экв, т. е. остается сравнительно небольшой.

Первое место в числе катионов почвенных растворов Ферганы принадлежит Mg , который почти на всех фазах минерализации занимает преобла-

дающее место, достигая в максимуме почти 1700 м-экв. Кривая накопления $Mg^{\cdot\cdot}$ в почвенных растворах Ферганы резко отличается от кривой $Mg^{\cdot\cdot}$ в почвенных растворах Голодной Степи. В последних $Mg^{\cdot\cdot}$ при тех же концентрациях почвенного раствора 200—250 г/л не выражается величинами больше 500—800 м-экв. В большинстве остальных случаев концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$ меньше 500 м-экв. И лишь при максимальных концентрациях почвенного раствора 400—420 г/л концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$ достигает 1640—1870 м-экв.

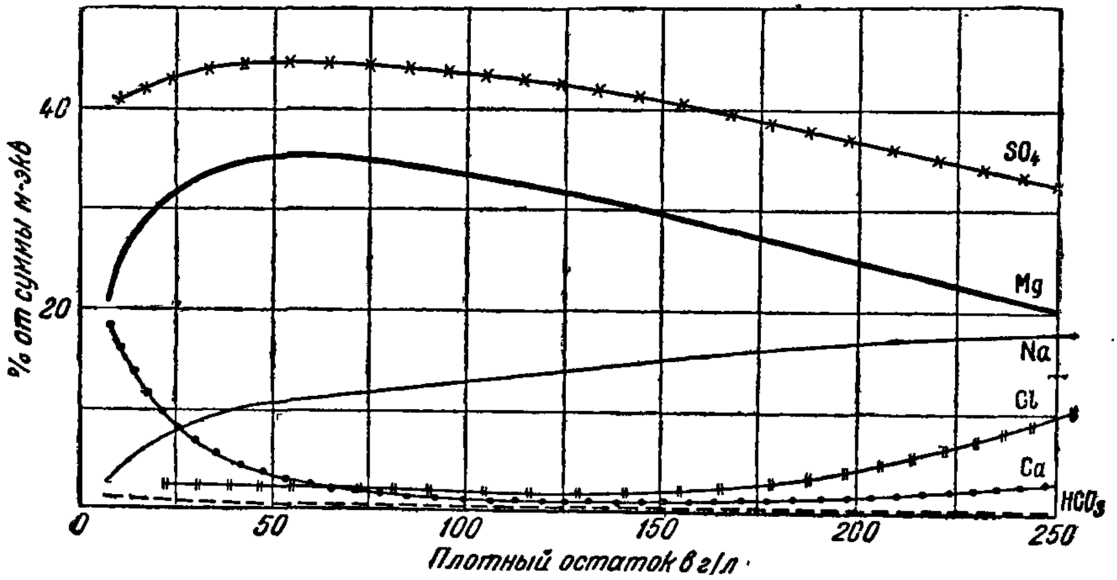


Рис. 19. Зависимость между концентрацией и составом солей в почвенных растворах Ферганы.

Таким образом, по соотношению катионов $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$ между собой почвенные растворы Ферганы являются натриево-магниевыми, а почвенные растворы Голодной Степи — главным образом магниево-натриевыми, с чрезвычайно резкой разницей в концентрациях $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$ и преобладанием последнего.

Поведение $Ca^{\cdot\cdot}$ в почвенных растворах Ферганы и Голодной Степи резко различается. При всех фазах минерализации в почвенных растворах Голодной Степи концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ не достигает величин бо́льших 50—80 м-экв. В почвенных же растворах Ферганы концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ иногда достигает величины 300—600 м-экв.

Отсюда напрашивается вывод о том, что почвенные растворы Ферганы по соотношению катионов могут рассматриваться как физиологически более благоприятные для растений, приближающиеся к раствору уравновешенного типа.

О соотношении отдельных ионов между собой можно значительно лучше судить по рис. 18, 19, изображающим процентное содержание ионов в зависимости от концентрации почвенного раствора и суммы м-экв ионов для каждой концентрации.

На этих графиках отчетливо видно, что почвенные растворы Ферганы и Голодной Степи крайне резко отличаются по соотношению ионов. Доля SO_4'' в растворах Ферганы колеблется примерно в пределах 35—44%

суммы м-экв ионов, достигая максимума при концентрации 50—75 г/л плотного остатка и постепенно снижаясь с дальнейшим повышением концентрации. Доля участия SO_4'' в составе почвенных растворов Голодной Степи колеблется в пределах 16—40% суммы м-экв ионов, достигая минимума при концентрациях плотного остатка 75—125 г/л.

Наибольшее относительное содержание SO_4'' обнаруживается при минимальных концентрациях почвенного раствора порядка 5—10 г/л. Здесь доля SO_4'' составляет около 40%. При дальнейшем увеличении концентрации плотного остатка доля SO_4'' резко падает, выражаясь при 50 г/л величиной около 20—22% и в дальнейшем с некоторыми колебаниями сохраняется в этих размерах. Доля Cl' в составе солей почвенных растворов Ферганы до концентрации плотного остатка 100—125 г/л остается весьма небольшой, всего лишь 4—5% суммы м-экв. Затем доля Cl' начинает заметно нарастать, достигая при концентрациях плотного остатка 175 г/л и выше 10—12% суммы м-экв ионов. Доля Cl' в сумме ионов почвенных растворов Ферганы, таким образом, в пределах изученных концентраций почвенных растворов всегда во много раз меньше доли SO_4''.

Относительное содержание Cl' в сумме м-экв ионов солей почвенных растворов Голодной Степи колеблется в пределах от 6 до 32%, т. е. выражается величинами значительно большего порядка, чем в Фергане.

При концентрации плотного остатка легкорастворимых солей в почвенном растворе меньше 50 г/л доля Cl' остается меньше доли SO_4'', хотя она при этом сильно нарастает. При 50 г/л общего содержания солей происходит превращение хлоридно-сульфатных по соотношению анионов почвенных растворов Голодной Степи в сульфатно-хлоридные, так как выше 50 г/л плотного остатка доля SO_4'' остается равной примерно 18—22%, а доля Cl' продолжает нарастать и достигает 30—35% суммы м-экв ионов. В дальнейшем при более высоких концентрациях почвенного раствора относительное содержание Cl' повсюду преобладает над содержанием SO_4''.

Особенности соотношения катионов между собою, отмеченные выше на этих графиках, прослеживаются еще более отчетливо.

И в Голодной Степи и в Фергане при общих концентрациях плотного остатка меньше 25—50 г/л доля $Ca^{\cdot\cdot}$ в почвенных растворах сравнительно высока, достигая при минимальных концентрациях почвенного раствора (5—8 г/л) 12—18% суммы м-экв ионов. С возрастанием концентрации солей по плотному остатку до 25 г/л и выше доля $Ca^{\cdot\cdot}$ очень быстро падает.

В почвенных растворах Ферганы доля $Ca^{\cdot\cdot}$ при всех концентрациях почвенного раствора всегда выше, чем доля $Ca^{\cdot\cdot}$ в почвенных растворах Голодной Степи.

Особенно отчетливое увеличение соединений Ca в составе солей почвенных растворов наблюдается при слабых общих концентрациях — порядка 50—25 г/л и меньше.

В почвенных растворах Ферганы при высоких концентрациях солей в растворах (125—150 г/л и больше) доля $Ca^{\cdot\cdot}$ начинает иногда несколько расти, повышаясь вновь до 5—6% суммы м-экв ионов.

В Голодной Степи это явление не отмечается. Преобладающее место в составе катионов почвенных растворов Голодной Степи занимает Na, доля которого составляет примерно 20—46% суммы м-экв ионов.

Минимальная доля Na — около 20% суммы м-экв — обнаруживается при слабых концентрациях почвенного раствора (до 5 г/л). Выше этой концентрации доля Na сильно возрастает и при величине плотного остатка 50—75 г/л приближается к 40—45% суммы м-экв ионов солей.

В Фергане роль Na в составе почвенных растворов значительно меньше. Доля участия его в сумме м-экв ионов выражается пределами 30—20%, т. е. несравненно меньше, чем в Голодной Степи. Так, самое высокое содержание Na в составе ионов солей при максимальных концентрациях почвенных растворов в Фергане примерно равняется минимальному содержанию Na в почвенных растворах Голодной Степи. Доля Na', естественно, возрастает по мере общего возрастания концентрации солей в почвенном растворе.

Преобладающее место в составе ионов почвенных растворов Ферганы занимает Mg, относительное содержание которого выражается величинами 20—38% суммы м-экв ионов.

Кривая относительного содержания Mg в почвенных растворах Ферганы обнаруживает закономерные изменения. До 50 г/л общей концентрации солей в почвенном растворе доля Mg резко возрастает от 20 до 35—38% суммы м-экв ионов. При более высоких концентрациях доля Mg начинает постепенно падать.

Можно предвидеть из характера кривых, что при концентрациях почвенных растворов в Фергане, больших, чем 250 г/л, доля Na превысит долю Mg и займет первое место в составе катионов, а доля Cl' превысит содержание SO_4'', выйдя на первое место среди анионов.

Сопоставляя кривые относительного содержания анионов и катионов между собой, можно видеть, что в почвенных растворах Ферганы изменения SO_4'' и Mg идут параллельно. Очевидно, в растворе присутствует в основном $MgSO_4$.

Известная параллельность наблюдается в изменении относительного содержания Na и Cl', возрастающих по мере увеличения общих концентраций почвенного раствора. Это возрастание идет за счет накопления NaCl. В почвенных растворах Голодной Степи отмечается параллельное уменьшение содержания SO_4'' и Ca до общей концентрации 50 г/л. В дальнейшем их более или менее стабильное содержание свидетельствует, что здесь мы имеем дело в основном с $CaSO_4$.

Рассмотрев детально поведение различных ионов в почвенных растворах Ферганы и Голодной Степи, можно отметить следующие общие особенности процесса соленакопления в почвенных растворах.

1. С повышением общей концентрации солей в почвенных растворах в составе солей последних, как и в составе солей грунтовых вод, происходит интенсивное накопление сернокислых и хлористых солей Na, Mg и K, за счет которых в основном идет процесс нарастания минерализации почвен-

ных растворов. Наибольшие минерализации почвенных растворов обязаны накоплению NaCl и $MgCl_2$.

2. В химизме почвенных растворов решающую роль играют соли, содержащиеся в грунтовых водах данной области. Характерные качественные черты соотношения солей в грунтовых водах проявляются на химизме и соотношении солей почвенных растворов тех же областей.

3. В отличие от процессов формирования минерализации грунтовых вод, процессы соленакопления в почвенных растворах характеризуются:

а) достижением значительно более высоких и не встречающихся в грунтовых водах общих концентраций почвенных растворов, а также концентраций R_2O_3, SiO_2, NO'_3, Cl', SO_4'', $Mg^{\cdot\cdot}$, $Na^{\cdot}$, $K^{\cdot}$;

б) большей степенью сульфатности почвенных растворов в сравнении с генетически связанными с ними грунтовыми водами;

в) значительно большим накоплением в почвенных растворах солей магния;

г) значительно меньшими абсолютными и относительными концентрациями солей кальция;

д) существенным уменьшением относительной роли солей натрия.

4. Кроме этих признаков, процессы накопления солей в почвенных растворах характеризуются, в отличие от грунтовых вод, значительным накоплением подвижных соединений железа, кремнезема и нитратов. Накопление последних в орошаемых, получающих азотные удобрения почвах при засолении достигает колоссальных величин — 10—30 г/л NO_3'.

5. Почвенные растворы как засоленных, так и незасоленных почв Голодной Степи и Ферганы на протяжении большей части года насыщены сернокислыми и углекислыми солями кальция, осаждая последние из раствора в грунт и почвенные горизонты.

6. Высокоминерализованные (250—270 г/л) почвенные растворы, свойственные сильнозасоленным почвам, характеризуются насыщенностью раствора сульфатами магния и натрия и обусловливают обогащение последними грунта и почвенных горизонтов.

7. Насыщение почвенных растворов хлоридами натрия в условиях ферганских почв не обнаружено, но в условиях сильнозасоленных почв Голодной Степи оно наступает при общей концентрации почвенных растворов выше 325—350 г/л при концентрации солей натрия около 4000 м-экв.

8. Насыщение почвенных растворов $MgCl_2$ в пределах изученных концентраций до 250—420 г/л в условиях Ферганы и Голодной Степи нами не обнаружено.

д) Соотношение между солями, находящимися в почвенных растворах, и солями, находящимися в твердой фазе почвы

Выше было показано, что значительная часть веществ, находящихся в почвенных растворах засоленных почв Голодной Степи и Ферганы, обычно находится в состоянии насыщения раствора и вследствие испарения последнего, непрерывно выпадая в осадок, обогащает почву и грунт новыми вторичными соединениями SiO_2, R_2O_3, $CaCO_3$, $CaSO_4$, Na_2SO_4. Вслед-

ствие этого, как отмечалось нами и раньше, между составом солей почвенного раствора и общим запасом солей, определяемым водными вытяжками, существуют значительные различия. Следует ожидать, что

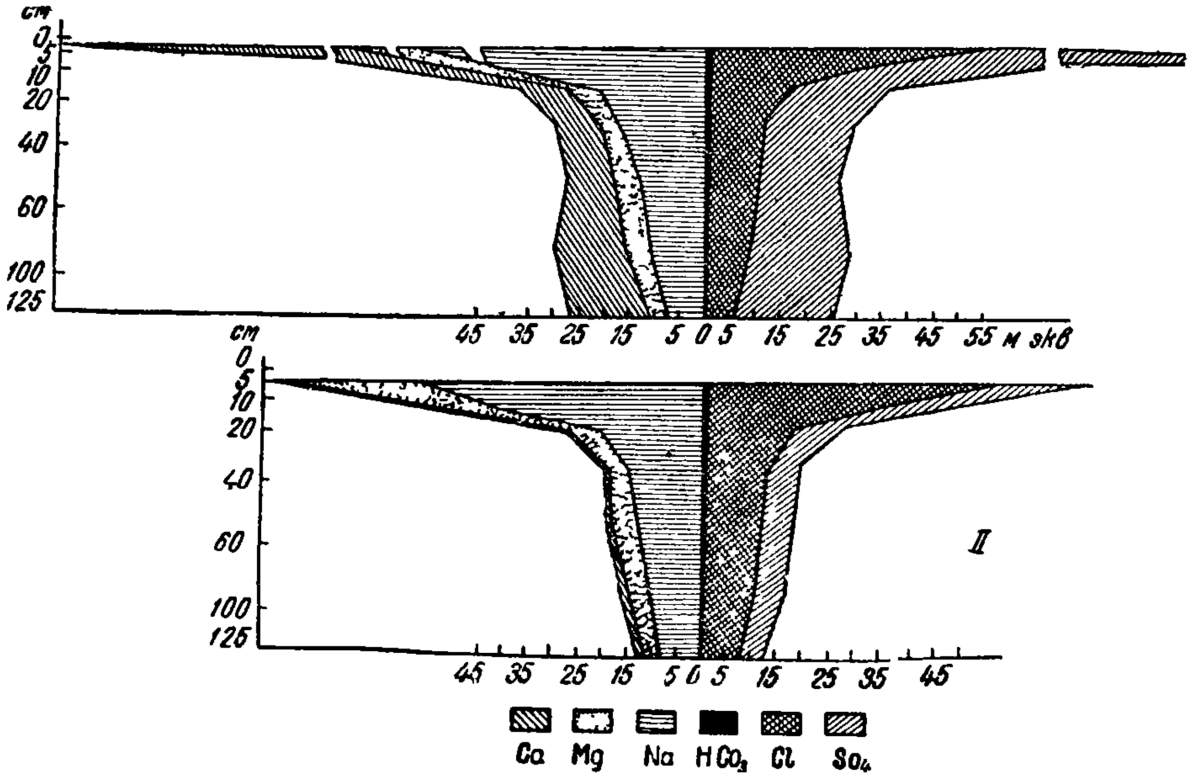


Рис 20. Соотношение между содержанием солей в солончаках Голодной Степи:
I — по данным водных вытяжек и *II* — по данным почвенных растворов (пл. № 5).

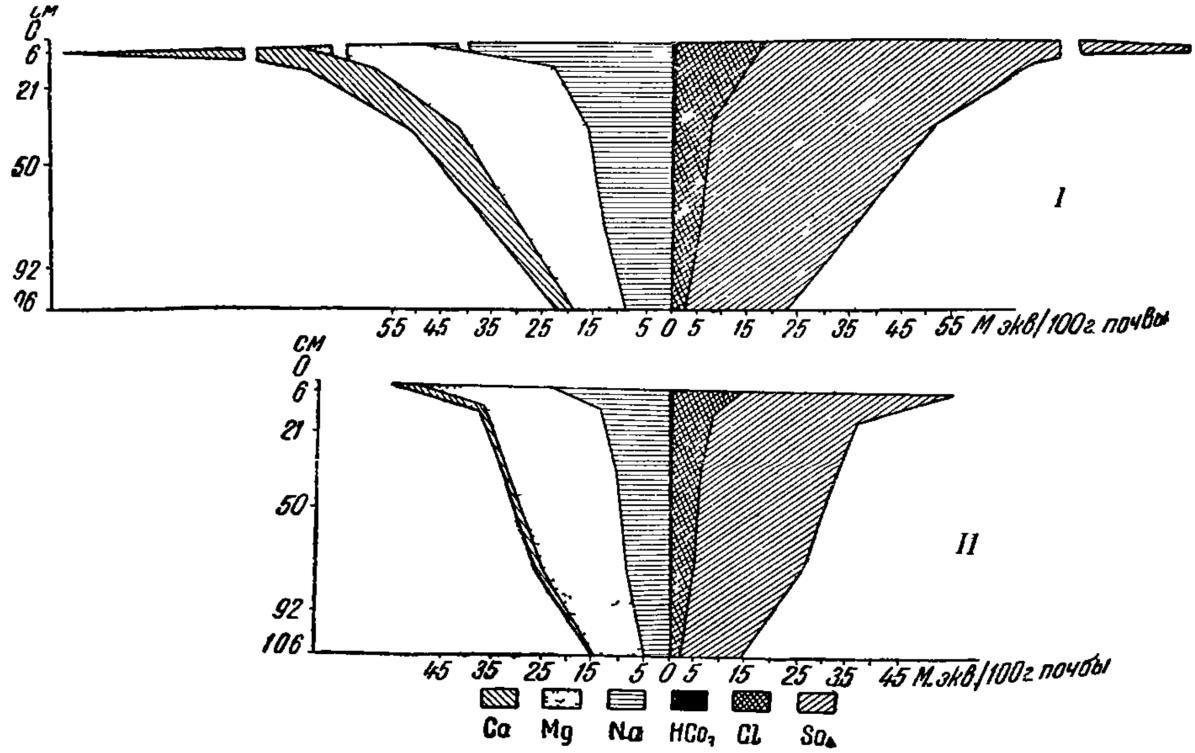


Рис. 21 Соотношение между содержанием солей в солончаках Ферганы
I — по данным водных вытяжек и *II* — по данным почвенных растворов (пл № 3).

между общим запасом солей в почвах, солями, находящимися в твердом осадке, и солями, находящимися в почвенных растворах, существуют определенные отношения, регулируемые в основном концентрацией поч

венного раствора. Чтобы разобраться в этих взаимоотношениях между растворенной и находящейся в осадке частью солей в почвах, данные анализа почвенных растворов пересчитаны в процентах от веса почвы, подобно водным вытяжкам. Этот пересчет проделан, исходя из содержания отдельных ионов в почвенном растворе и влажности почвенных горизонтов.

Полученные величины состава почвенного раствора, выраженные в процентах от веса почвы, сравниваются с солевым профилем почв по данным водной вытяжки. Это сравнение может быть проведено как на графическом материале (рис. 20—23), так и по данным табл. 26, где выбраны наиболее типичные случаи, характеризующие почвы различной степени засоленности.

Принимая содержание каждого иона в почвах по водным вытяжкам за 100, данные анализа почвенных растворов, пересчитанные в процентах от веса почвы, кроме того, рассчитаны в процентах от общего содержания в почвах солей и каждого иона в отдельности. Это дает возможность установить «степень растворенности» тех или иных солей по отношению к величине их содержания в почве. Иными словами, этот пересчет дает возможность установить, какая часть из находящихся в почве легкорастворимых солей находится в почвенном растворе и какая часть из них находится в твердой фазе (осадке).

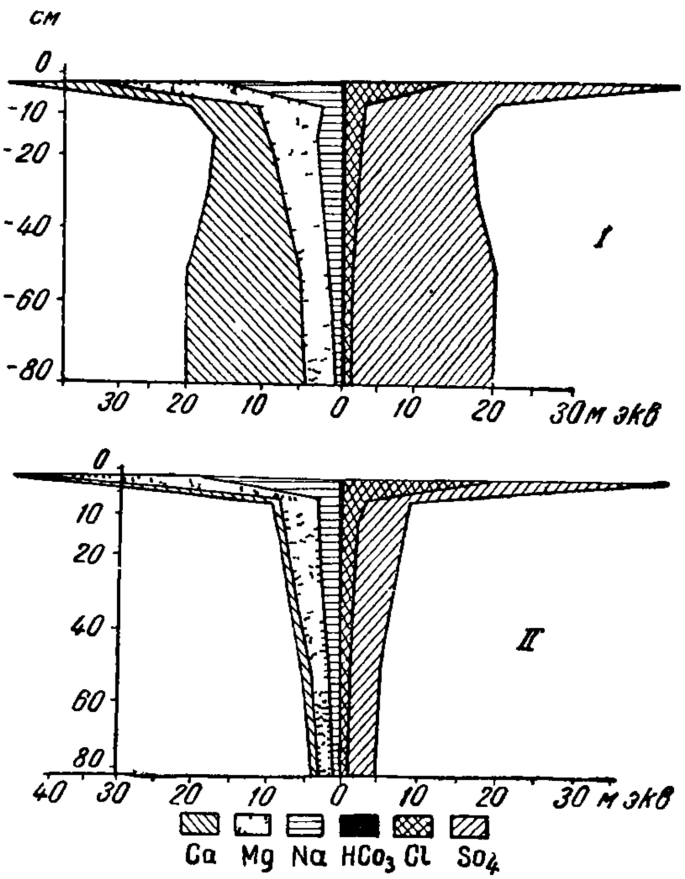


Рис. 22. Соотношение между содержанием солей в среднезасоленной почве Голодной Степи: *I* — по данным водных вытяжек и *II* — по данным почвенных растворов (пл № 2).

Нужно оговорить, что при всей тщательности, с которой брались образцы почвенных растворов, трудно было избежать влияния разнородности почвы. Кроме того, и аналитические погрешности неизбежно также несколько искажают истинную картину. Поэтому не во всех случаях данные пересчетов дают последовательную и закономерную картину.

Сопоставляя данные водных вытяжек, почвенных растворов и результаты пересчетов, можно видеть, что солевой профиль почвы по водным вытяжкам и солевой профиль почвенных растворов чрезвычайно резко различаются между собой.

Как в засоленных, так и в незасоленных почвах водные вытяжки, растворяя соли, находящиеся в твердой фазе, дают значительно большие ве-

личины растворимых солей по всему профилю, чем это вскрывается данными почвенных растворов. При этом чем меньше степень засоленности почв, тем больше расхождение между данными водной вытяжки, характеризующими общие запасы солей, и данными почвенного раствора, характеризующего соли, находящиеся в растворенном состоянии. Так, в солончаках Ферганы и Голодной Степи, содержащих в верхних горизонтах почвы около 4—15% легкорастворимых солей, 75—80% последних находятся в почвенном растворе, а 20—25% — в твердой фазе.

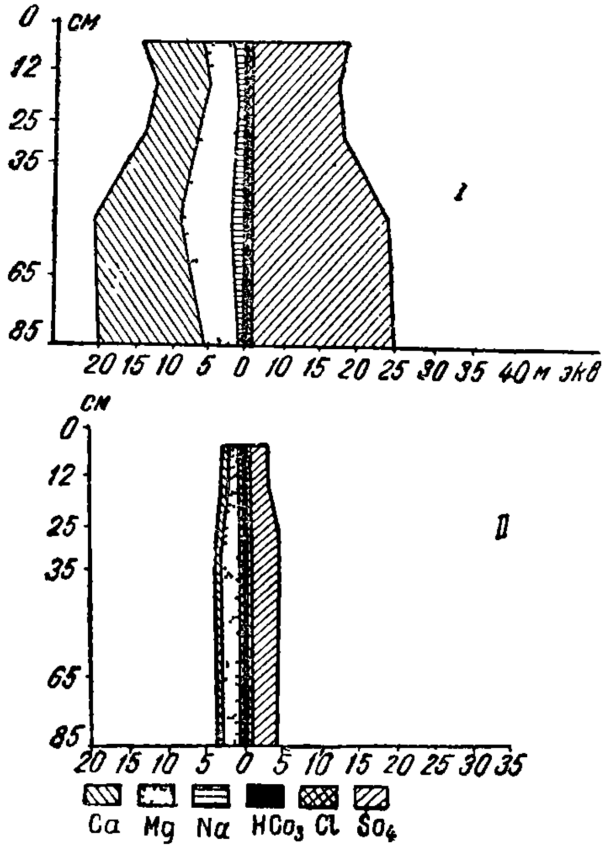


Рис 23 Соотношение между содержанием солей в незасоленной луговой почве Ферганы

I — по данным водных вытяжек и *II* — по данным почвенных растворов (пл № 9)

В более глубоких горизонтах тех же солончаков, содержащих по водной вытяжке в среднем около 0,8—1,5%, в почвенном растворе находится лишь 10—30—50% общего запаса, а в твердой фазе — соответственно 50—70—90%. Объяснить это явление необходимо накоплением в более засоленных слоях и почвах наиболее легкорастворимых солей.

Данные водных вытяжек обычно обнаруживают в солончаках максимум легкорастворимых солей в самых верхних почвенных горизонтах или в горизонтах, обогащенных гипсом.

Максимум солей в почвенных растворах обычно не совпадает с максимумом общего солевого профиля. В весеннее время после сезонного рассоления максимум солей, находящихся в почвенном растворе, смещен книзу и располагается глубже максимума общего солевого профиля.

Сопоставляя поведение по профилю отдельных ионов, можно видеть, что хлориды находятся, как правило, целиком в растворе и поэтому содержание Cl' и картина его распределения по профилю по данным водной вытяжки и по данным почвенного раствора более или менее близки. Больше того, при пересчете данных почвенного раствора в процентах от водной вытяжки обычно наблюдается «избыточное» содержание Cl'. Этот «избыток» достигает 10—20%, а иногда и 70%—100% содержания Cl', определяемого в водной вытяжке. Очевидно, хлориды распределены в почвенных растворах неравномерно, и их концентрация во внешних частях почвенного раствора больше, чем в водных пленках, облекающих почвенные частицы. Происходит это благодаря установленной рядом исследователей так называемой «отрицательной адсорбции» хлоридов,

Таблица 26

Соотношение между содержанием солей и почвенными растворами по профилю почв

в м-экв на 100 г почвы

Глубина в см	Сумма солей (в. %)	Щелочн. общая HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na + K	K
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Голодная Степь. Солончак № 5,9.X. 41								
Водная вытяжка								
0—5	14,29	1,47	113,3	101,8	16,9	29,0	170,7	—
5—10	4,25	0,77	32,4	32,6	16,1	9,5	40,1	—
10—20	2,52	0,66	16,6	20,3	9,8	6,8	21,0	—
20—40	1,93	0,66	11,7	17,8	9,3	4,3	16,5	—
40—60	1,71	0,66	10,1	15,9	8,7	4,8	13,0	—
60—100	2,09	0,61	9,1	19,6	13,2	5,0	11,1	—
100—150	1,89	0,61	6,0	19,8	15,5	3,6	7,2	—
200—250	1,42	0,57	3,7	15,6	13,0	3,0	3,9	—
250—300	1,23	0,61	3,7	13,8	10,7	3,8	3,6	—
В почвенном растворе								
0—5	5,51	0,31	58,6	21,4	0,6	22,0	64,7	—
5—10	3,49	0,21	36,5	15,6	0,6	10,0	41,7	—
10—20	1,87	0,13	18,3	9,3	1,0	6,0	20,7	—
20—40	1,46	0,10	13,5	6,2	0,9	3,3	15,5	—
20—60	1,28	0,07	11,8	7,1	1,0	5,0	13,0	—
60—100	1,12	0,15	11,0	6,0	1,2	4,4	11,6	—
100—150	0,77	0,11	7,7	4,7	1,1	3,4	8,0	—
200—250	0,72	0,15	6,3	4,2	1,3	2,9	6,4	—
250—300	0,66	0,13	5,9	4,0	1,3	3,4	5,3	—
Данные почвенного раствора в % от водной вытяжки								
0—5	38,56	21,1	51,8	21,0	3,4	75,8	37,9	—
5—10	82,12	27,3	112,6	47,8	3,7	105,2	103,9	—
10—20	74,20	19,7	110,2	45,8	10,2	88,2	98,6	—
20—40	75,65	15,1	115,3	34,8	9,6	76,7	93,9	—
40—60	74,85	10,6	116,8	44,6	11,5	104,1	100,0	—
60—100	53,59	24,6	120,8	30,6	8,3	88,0	104,5	—
100—150	42,77	17,9	128,3	23,7	7,1	94,4	111,1	—
200—250	50,70	26,3	170,2	26,9	10,0	96,6	164,1	—
250—300	53,65	21,3	159,9	29,0	12,1	89,5	147,2	—

Продолжение табл. 26

Глубина в см	Сумма солей (в %)	Щелочн. общая HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na + K	K
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Голодная Степь. Средневасоленная почва № 2, 10. X. 41								
Водная вытяжка								
0—5	3,46	0,44	15,0	31,9	13,8	17,9	15,6	—
5—10	1,40	0,49	3,1	16,8	9,0	8,6	2,8	—
10—20	1,27	0,43	2,0	14,6	7,3	6,4	3,3	—
20—40	1.20	0,34	1,6	15,7	9,5	5,0	3,1	—
40—60	1,46	0,29	1 1	19,1	14,8	4,1	1,6	—
60—100	1,44	0,38	1,2	18,3	14,8	3,9	1,1	—
100—150	1,47	0,29	1,6	17,7	14,6	2,9	2,1	—
150—200	1,30	0,29	1,1	16,4	13,0	3,9	0,2	—
В почвенном растворе								
0—5	3,12	0,49	19,5	23,8	0,9	23,6	19,6	—
5—10	0,63	0,16	3,2	5,2	0,9	5,0	2,7	—
10—20	0,57	0,23	2,1	5,9	0,9	4,7	2,7	—
20—40	0,50	0,13	1,9	5,3	1,0	3,9	2,4	—
40—60	0,38	0,15	1,3	4,0	1,0	2,8	1,6	—
60—100	0,33	0,15	1,1	3,4	1,0	2,3	1,4	—
100—1 0	0,29	0,13	1,2	2,8	1,1	1,7	1,3	—
150—200	0,31	0,10	1,5	3,0	1,1	1,8	1,7	—
Данные почвенного раствора в % от водной вытяжки								
0—5	90,17	111,3	130,0	77,4	6,5	131,8	125,6	—
5—10	45,00	32,6	103,3	30,9	10,0	58,1	196,4	—
10—20	44,88	53,5	105,0	40,4	12,3	73,4	81,8	—
20—40	41,66	38,2	118,7	33,7	10,5	78,0	77,4	—
40—60	26,02	51,1	118,2	20,9	6,2	68,3	100,0	—
60—100	22,91	39,5	91,6	18,6	6,2	58,9	127,2	—
100—150	19,72	44,8	75,0	15,8	7,5	58,6	61,8	—
150—200	23,84	34,5	136,3	18,2	8,4	46,1	850,0	—
Фергана, Солончак № 3, 20. VII. 40								
Водная вытяжка								
0—6	15,99	1,10	17,2	195,5	13,9	102,6	95,7 *	1,5
6—21	4,98	0,56	14,5	55,5	12,0	35,0	22,5	1,1
21—50	3,68	0,46	7,0	44,0	9,4	24,7	16,5	0,9
50—92	2,48	0,43	5,0	30,4	5,9	15,9	13,4	0,6
92—120	1,59	0,43	2,9	19,6	3,5	9,5	9,2	0,6
120—165	1,38	0,43	2,2	15,5	3,5	7,5	6,6	0,5
165—215	2,16	0,37	2,4	28,3	13,2	11,1	6,2	0,5

* В отличие от остальных данных таблицы приводятся величины Na, подсчитанные по разности, без включения K.

Продолжение табл. 26

Глубина в см	Сумма солей (в %)	Щелочн. общая HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na + K	K
1	2	3	4	5	6	7	8*	9
Фергана. Солончак № 3, 20. VII. 40								
В почвенном растворе								
6—21	3,80	0,23	13,6	40,6	5,3	25,2	23,4	0,5
21—50	2,64	0,40	8,2	29,0	0,6	23,4	13,3	0,2
50—92	2,34	0,10	5,7	26,7	0,8	20,9	10,7	0,2
92—120	1,89	0,10	4,1	21,8	0,4	16,9	8,4	0,1
120—165	1,07	0,08	2,2	12,5	0,4	9,5	4,8	0,1
165—215	1,11	0,07	2,4	13,1	0,4	8,5	6,5	0,1
Данные почвенного раствора в % от водной вытяжки								
6—21	76,30	41,0	93,8	73,1	44,1	72,0	104,0	45,4
21—50	71,73	87,0	117,1	65,9	6,3	94,7	80,6	22,2
50—9	94,35	23,2	114,0	87,8	13,5	131,4	79,8	33,3
92—120	118,87	23,2	142,7	111,4	11,4	177,8	91,3	16,6
120—165	77,53	18,6	100,0	80,6	11,4	126,6	72,7	20,0
165—215	51,38	18,9	100.0	46,3	3,0	76,5	104,8	20,0
Фергана. Незасоленная луговая почва № 9, 13. VIII. 40								
Водная вытяжка								
0—2	1,67	0,47	3,2	17,8	13,6	7,1	0,9	—
2—12	0,94	0,45	0,4	12,5	7,9	4,2	1,4	—
12—25	0,85	0,54	0,1	11,4	7,3	3,8	0,9	—
25—35	0,99	0,50	0,4	12,2	7,4	5,1	0,7	—
35—65	1,32	0,54	0,2	18,4	11,2	6,5	1,5	—
65—100	1,30	0,42	0,2	18,7	13,9	4,3	1,1	—
100—130	1,22	0,40	0,1	17,6	14,0	3,1	1,0	—
В почвенном растворе								
2—12	0,23	0,16	0,3	2,3	0,9	1,6	0,2	—
12—25	0,19	0,11	0,2	2,4	0,8	1,4	0,4	—
25—35	0,33	0,13	0,5	3,5	0,9	2,9	0,3	—
35—65	0,27	0,07	0,4	3,2	0,6	2,6	0,4	—
65—100	0,28	0,15	0,2	3,1	0,9	2,4	0,2	—
100—130	0,15	0,05	0,1	1,8	0,8	1,0	0,2	—
Данные почвенного раствора в % от водной вытяжки								
2—12	24,46	29,0	75,0	18,4	11,4	38,1	14,3	—
12—25	22,35	20,4	200,0	21,0	10,9	36,1	44,4	—
25—35	33,33	26,0	125,0	28,7	12,2	56,8	42,8	—
35—65	20,74	13,0	200 0	17,4	5,3	40,0	26,6	—
65—100	21,54	35,7	100,0	16,5	6,5	55,8	18,2	—
100—130	12,29	12,5	100,0	10,2	3,7	32,2	20,0	—

выражающейся в отталкивании их при поглощении почвенными частицами воды.

Таким образом, попытки вычислить концентрацию Cl′ по данным водной вытяжки и влажности почв для характеристики почвенного раствора не дают цифр, соответствующих той истинной концентрации хлоридов, которая на самом деле в почвенном растворе существует. В природной почве, как свидетельствуют наши данные, концентрация Cl′ в почвенном растворе значительно выше.

Содержание сульфатов в почвенных растворах обычно значительно меньше, чем извлекается водными вытяжками. Степень расхождения данных почвенного раствора и водных вытяжек в отношении сульфатов тем больше, чем меньше засоленность почв. Это необходимо приписать тому, что в малозасоленных и незасоленных почвах из числа сернокислых солей остаются преимущественно Na_2SO_4 и в особенности гипс, в то время как $MgSO_4$ вымывается.

Расхождение общего солевого профиля (составленного по данным водных вытяжек) и солевого профиля почвенных растворов в основном идет за счет растворения водными вытяжками гипса. Это подтверждается тем, что в общем солевом профиле, составленном по данным водных вытяжек, обычно господствует в составе солей гипс, а $MgSO_4$ и Na_2SO_4 занимает подчиненное место. В почвенных растворах картина обратная: в составе сернокислых солей господствует $MgSO_4$ и Na_2SO_4, а гипс занимает подчиненное место.

Чем меньше степень засоленности почвы, тем меньшая часть сернокислых солей, извлекаемых водной вытяжкой, находится в растворенном состоянии. Так, установлено, что в солончаках Ферганы не менее 60—100% от общего содержания сульфатов находится в почвенном растворе. В голодностепских солончаках в почвенном растворе в верхних 0—60 см находится примерно 20—48% общего запаса сернокислых солей. В среднезасоленных почвах Голодной Степи доля сульфатов, находящихся в почвенном растворе, колеблется в пределах 15—74% от общего их запаса, а в незасоленных луговых почвах Ферганской долины — в пределах 10—28%.

Сопоставление содержания солей Na по данным водной вытяжки и почвенных растворов существенных различий не обнаруживает. Обычно в почвенных растворах солончаков не менее 70—100% солей натрия и калия находится в растворенном состоянии. Больше того, Na также обнаруживает явление «отрицательной адсорбции», и его «избыточные» количества достигают в ряде случаев значительных размеров—40—60%.

Чем меньше засолена почва, тем в большей степени возрастает разница в содержании солей Na по данным водной вытяжки и почвенного раствора. Так, в незасоленной луговой почве № 9 из общего запаса солей натрия лишь 15—47% находится в почвенном растворе, а 53—85%— в твердой фазе.

Соли магния находятся в почвенных растворах в количестве 60—100% от общего их запаса, определяемого водной вытяжкой. При боль-

ших количествах солей магния в солончаках $Mg^{\cdot\cdot}$ обнаруживает «отрицательную адсорбцию» в почвенных растворах с «избытком», достигающим против общего запаса 80—90%. В незасоленных почвах значительная доля магния находится в поглощенном состоянии (см. ниже). В почвенном же растворе находится лишь 30—57% определяемого в водной вытяжке $Mg^{\cdot\cdot}$.

Соли кальция, извлекаемые водной вытяжкой из почвы, в подавляющем количестве находятся не в почвенном растворе, а в осадке (80—95%). Лишь в верхних, наиболее засоленных горизонтах почв скопляются более растворимые соли кальция (полугидрат, хлористый кальций), и поэтому из общего количества извлекаемого водной вытяжкой $Ca^{\cdot\cdot}$ до 40% находится в почвенном растворе. В отдельных случаях при высоких концентрациях почвенного раствора (66—250 г/л) в верхних 0—5 см почв скопляются высокорастворимые соли кальция, полностью находящиеся в почвенном растворе. Очевидно это $CaCl_2$, образующийся в процессе обменных реакций между грунтом и восходящими растворами NaCl (Тюремнов, Полынов).

Судя по немногочисленным данным, калий в солончаках Ферганы находится преимущественно в твердой фазе, а в растворенном состоянии не более 20—45% общего содержания $K^{\cdot}$.

Считая соотношение солей, находящихся в почвенном растворе и находящихся в твердой фазе, в основном функцией концентрации почвенного раствора, мы попытались выяснить закономерность этой зависимости от концентрации почвенного раствора.

Для этой цели многочисленные данные о концентрации и составе почвенных растворов, а также степени их перехода в почвенный раствор по данным пересчетов были обработаны графическим методом. Результаты этой обработки приводятся в табл. 27, 27а и на рис. 24, 25.

По оси абсцисс отложены концентрации почвенного раствора, по оси ординат — содержание ионов в почвенных растворах (сплошными линиями) и в твердой фазе (прерывистыми линиями) в процентах от общего содержания этих ионов по данным водной вытяжки.

Полученный материал позволяет установить следующие закономерности поведения солей в почвенных растворах.

В почвах Ферганской долины в пределах концентраций почвенного раствора 4—20 г/л бо́льшая часть бикарбонатов, извлекаемых водной вытяжкой (50—90%), находится в нерастворимом состоянии, и лишь 40—10% действительно находится в почвенном растворе. Однако при более высоких концентрациях почвенного раствора (20—200 г/л), в числе солей, извлекаемых водной вытяжкой, аккумулируются более растворимые формы бикарбонатов (очевидно, бикарбонаты натрия и магния), которые находятся в почвенном растворе в количестве 50—100% извлекаемого водной вытяжкой.

В почвах Голодной Степи поведение бикарбонатов щелочей и щелочных земель существенно отличается от поведения их в почвах Ферганской долины. Здесь в пределах общих концентраций почвенного раствора

Соотношение между растворенной и нерастворенной частями солей

Район	Плотный остаток в г/л	Сумма м-экв	В почвенном растворе %							
			Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na *
Фергана 1940 г.	251,41	7197,56	76,30	41,0	93,8	73,1	44,1	72,0	45,4	104,0
	177,19	5041,96	71,73	87,0	117,1	65,9	6,3	94,7	22,2	80,6
	148,35	4126,50	94,35	23,2	114,0	87,8	13,5	131,4	33,3	79,8
	123,96	3987,96	101,34	135,1	172,7	122,4	131,2	50,8	107,5	332,3
	121,35	3330,18	118,87	23,2	142,7	111,4	11,4	77,8	16,6	91,3
	80,30	2144,24	88,98	58,1	146,9	82,7	97,1	44,8	77,9	179,6
	77,99	2044,78	88,07	118,9	142,5	81,1	7,9	131,0	86,9	105,8
	66,26	1723,82	71,05	45,4	109,7	63,6	65,6	56,5	110,2	81,3
	63,85	2767,04	77,53	18,6	100,0	80,6	11,4	126,6	20,0	72,7
	61,33	1720,42	51,38	18,9	100,0	46,3	3,0	76,5	20,0	104,8
	56,60	1454,22	68,24	90,0	664,3	62,2	8,6	102,8	114,3	
	50,69	1400,60	68,05	158,9	167,8	67,0	7,1	124,7	73,4	97,9
	37,44	1004,40	60,75	59,1	115,0	53,3	43,8	60,4	88,0	66,7
	35,72	1000,72	50,73	82,3	125,0	50,2	11,1	86,3	60,5	89,7
	35,16	1049,66	45,95	103,1	128,1	49,3	9,5	83,2	57,7	110,9
	34,86	919,14	33,77	25,5	50,2	30,0	9,2	48,8	77,3	20,0
	33,82	869,12	52,90	65,3	564,7	46,8	8,2	90,1	105,3	
	32,35	851,14	41,35	55,5	348,0	35,3	5,1	60,1	558,8	
	29,70	784,70	37,80	68,1	103,2	33,6	19,7	8,1	94,4	176,8
	28,20	741,24	49,35	77,3	1640,0	42,7	7,2	92,5	101,7	
	26,20	772,50	30,92	108,8	1020,0	31,3	18,1	52,9	38,7	
	25,41	745,42	41,39	153,1	140,0	42,1	6,6	81,8	53,8	80,1
	24,64	693,90	38,33	50,8	112,3	35,6	6,5	72,8	37,9	59,9
	24,01	698,10	35,48	47,7	900,0	33,7	6,4	67,0	73,7	
	23,22	637,50	40,00	40,6	118,0	38,3	8,0	79,0	35,3	58,2
	22,19	637,00	40,00	77,3	536,3	37,4	7,5	74,7	88,8	
	21,93	614,58	30,81	60,8	81,0	30,4	7,2	67,2	39,4	31,8
	20,21	569,06	37,50	79,1	115,4	34,1	13,1	66,3	71,7	39,3
	19,05	540,68	36,47	159,3	116,6	33,4	7,5	71,3	102,8	53,4
	17,48	477,56	33,80	30,2	120,0	29,8	6,9	72,9	27,7	44,8
	15,86	465,40	25,54	33,3	1150,0	25,4	5,9	53,2	52,2	
	14,15	402,18	23,22	66,6	124,0	21,3	6,0	52,2	26,8	317,4
	14,02	395,32	26,09	24,4	1400,0	24,3	1,2	55,0	116,6	
	13,77	356,48	32,32	26,0	130,0	28,4	12,1	56,5	50,0	
	13,52	370,86	19,69	12,9	148,0	17,6	5,8	40,4	26,8	
	13,26	353,78	17,97	12,5	139,3	15,2	5,2	34,2	30,0	
	12,21	346,74	20,43	44,4	850,0	19,2	4,7	44,8	50,8	
	11,75	347,08	25,38	34,5	100,0	23,1	63,5	53,3	45,4	49,3

* Na везде по разности.

Таблица 27

почв в зависимости от концентрации почвенного раствора

Плотный остаток	В твердой фазе почвы %						
	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na
23,70	59,0	6,2	26,9	55,9	28,0	54,6	—
28,27	13,0	—	34,1	93,7	5,3	77,8	19,4
5,65	76,8	—	12,2	86,5	—	66,7	20,2
—	—	—	—	—	49,2	—	—
—	76,8	—	—	88,6	22,2	83,4	8,7
11,02	41,9	—	17,3	2,9	55,2	22,1	—
11,93	—	—	18,9	92,1	—	13,1	—
28,95	54,6	—	36,4	34,4	43,5	—	19,7
22,47	81,4	—	19,4	88,6	—	80,0	27,3
48,62	81,1	—	53,7	97,0	23,5	80,0	—
31,76	10,0	—	37,8	91,4	—	—	—
31,95	—	—	33,0	92,9	—	26,6	2,1
39,25	40,9	—	46,7	56,2	39,6	12,0	33,3
49,27	17,7	—	49,8	88,9	13,7	39,5	10,3
54,05	—	—	50,7	90,5	16,8	42,3	—
66,23	74,5	49,8	70,0	90,8	51,9	22,7	80,0
47,10	34,7	—	53,2	91,8	9,9	—	—
58,65	44,5	—	64,7	94,9	39,9	—	—
62,20	31,9	—	66,4	80,3	91,9	5,6	—
50,65	22,7	—	57,3	82,8	7,5	—	—
60,08	—	—	68,7	81,9	47,1	61,3	
58,61	—	—	57,9	93,4	18,2	46,2	19,9
61,67	49,2	—	64,4	93,5	27,2	62,1	40,1
64,52	52,2	—	66,3	93,6	23,0	26,3	
60,00	59,4	—	61,7	92,0	21,0	64,7	41,8
60,00	22,7	—	62,6	92,5	25,3	11,2	
29,19	39,2	21,0	69,6	92,8	32,8	60,6	68,2
62,50	20,9	—	65,9	86,9	33,7	28,3	60,7
63,53	—	—	66,6	92,5	28,8	—	46,6
66,20	69,8	—	70,2	93,1	27,1	72,3	55,2
74,46	66,7	—	74,6	94,1	46,8	47,8	
76,78	33,8	—	78,7	94,0	47,5	73,2	—
73,91	75,6	—	75,7	98,8	45,0	—	—
67,68	74,0	—	71,6	87,9	43,5	—	50,0 —
80,31	87,1	—	82,4	94,2	59,6	73,2	
82,03	87,5	—	84,8	94,8	65,8	70,0	
79,57	55,6	—	80,8	95,3	55,2	49,2	
74,62	65,5	—	76,9	36,5	46,7	54,6	50.7

Район	Плотный остаток в г/л	Сумма м-экв	В почвенном растворе %							
			Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na
Фергана	10,78	281,10	14,40	15,91	147,14	12,2	5,4	27,2	12,7	
	10,36	302,24	21,13	50,0	127,2	20,6	7,1	48,4	36,7	34,1
	10,27	260,24	18,18	15,91	125,0	15,1	9,1	30,4	14,6	
	10,08	290,50	20,00	35,1	68,0	18,3	5,9	47,3	35,3	62,6
	9,88	241,48	24,46	29,1	80,9	18,5	11,9	23,1	15,3	
	9,46	226,44	19,70	15,91	121,4	14,1	12,3	29,1	5,3	
	9,40	292,84	18,03	15,18	111,3	19,1	6,6	30,5	135,3	
	9,14	261,32	18,44	72,4	127,2	17,9	6,2	44,4	33,3	173,9
	8,90	295,92	28,41	21,27	135,7	34,2	13,3	46,6	178,6	
	8,81	262,07	16,79	55,1	340,0	17,2	5,8	52,0	25,5	56,0
	8,78	241,23	58,33	12,4	511,8	50,0	58,7	86,1	47,0	
	8,72	240,42	18,47	17,0	78,5	16,8	36,6	43,3	30,0	95,3
	8,63	253,68	18,38	27,9	56,0	17,6	5,6	49,9	33,3	50,4
	8,20	225,60	22,35	20,4	121,3	20,9	11,5	36,2	47,1	
	8,03	238,66	20,46	16,0	100,0	20,2	8,7	42,1	35,4	
	7,68	210,93	14,54	15,38	237,5	15,3	14,5	21,7	14,8	
	7,63	213,30	16,80	37,5	550,0	15,7	6,1	47,2	70,7	
	7,35	215,58	12,93	12,5	147,4	12,1	4,9	34,5	17,0	
	7,28	195,14	18,82	22,0	100,0	17,4	9,9	27,4	30,2	
	7,17	212,90	29,73	20,0	107,1	28,8	24,5	44,4	23,6	
	6,82	191,06	12,27	16,0	105,3	10,6	7,1	22,8	13,8	
	6,80	230,28	18,88	16,0	89,9	20,9	12,7	42,8	95,4	
	6,64	192,56	15,83	14,6	78,5	15,2	7,9	29,1	42,5	
	6,64	188,06	10,12	11,4	55,0	12,7	5,9	30,8	35,8	28,7
	6,44	214,35	50,00	17,54	878,5	32,0	45,0	63,0	40,0	
	6,40	181,26	10,75	14,3	104,0	9,2	5,6	23,1	11,1	
	6,33	179,14	12,03	24,3	47,0	11,8	6,6	18,8	86,9	
	6,29	184,24	15,79	14,9	100,0	14,5	7,3	35,7	40,6	
	6,23	184,14	10,23	31,7	550,0	10,1	4,8	29,2	35,9	
	6,12	175,48	13,93	11,3	42,8	13,5	7,5	42,3	50,0	18,1
	6,09	188,40	29,86	27,3	126,3	30,9	23,3	43,7	29,9	
	5,82	185,60	15,36	14,6	78,5	15,8	8,3	32,5	38,0	
	5,75	158,22	11,47	12,5	100,0	10,5	6,0	31,7	17,5	
	5,60	196,32	13,44	17,0	100,0	16,3	7,4	23,1	161,0	
	5,19	167,50	14,25	17,0	100,0	14,9	7,5	48,2	60,8	
	5,16	146,54	9,52	14,5	100,0	8,8	4,8	24,6	20,0	
	5,10	144,38	23,21	14,8	23,6	22,6	17,8	40,5	80,2	
	4,82	131,46	61,11	11,3	137,5	85,0	56,0	70,7	116,6	
	4,68	139,46	11,11	25,0	137,5	11,8	6,9	36,1	103,2	
	3,96	116,31	53,33	12,3	142,8	121,9	80,0	89,2	41,7	

Продолжение табл. 27

В твердой фазе почвы %

Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na
85,60	84,09	—	87,8	94,6	72,8	87,3	
78,87	50,0	—	79,3	92,9	51,6	63,3	65,9
81,82	84,09	—	84,9	90,9	69,6	85,4	
80,00	64,9	32,0	81,7	94,1	52,7	64,7	37,4
75,54	70,9	19,1	81,5	88,1	76,9	84,7	
81,30	84,09	—	85,9	87,7	70,9	94,7	
81,97	81,82	—	80,9	93,4	69,5	—	
81,56	27,6	—	82,1	93,8	55,6	66,7	—
71,59	78,73	—	65,8	86,7	53,4	—	
83,21	44,9	—	82,8	94,2	48,0	74,5	44,0
41,67	87,6	—	50,0	41,3	13,9	53,0	
81,53	83,0	21,5	83,2	63,4	56,7	70,0	4,7
81,62	72,1	44,0	82,4	94,4	50,1	66,7	49,6
77,65	79,6	—	79,1	88,5	63,8	52,9	
79,54	84,0	—	79,8	91,3	57,9	64,6	
85,46	84,62	—	84,7	85,5	78,3	85,2	
83,20	62,5	—	84,3	93,9	52,8	29,8	
87,07	87,5	—	87,9	95,1	65,5	83,0	
91,18	78,0	—	82,6	90,1	72,6	69,8	
70,27	80,0	—	71,2	75,5	55,6	76,4	
87,73	84,0	—	89,4	92,9	77,2	86,2	
81,12	84,0	10,1	79,1	87,3	57,2	4,6	
84,17	85,4	21,5	84,8	92,1	70,9	57,5	
89,88	88,6	45,0	87,3	94,1	69,2	64,2	71,3
50,00	82,46	—	68,0	55,0	37,0	60,0	
89,25	85,7	—	90,8	94,4	76,9	88,9	
87,97	75,7	53,0	88,2	93,4	81,2	13,1	
84,21	85,1	—	85,5	92,7	64,3	59,4	
89,77	68,3	—	89,9	95,2	70,8	64,1	
86,07	88,7	57,2	86,5	92,5	57,7	50,0	81,9
70,14	72,7	—	69,1	76,7	56,3	70,1	
84,64	85,4	21,5	84,2	91,7	67,5	62,0	
88,53	87,5	—	89,5	94,0	68,3	82,5	
86,56	83,0	—	83,7	92,6	76,9	—	
85,75	83,0	—	85,1	92,5	51,8	39,2	
90,48	85,5	—	91,2	95,2	75,4	80,0	
76,79	85,2	76,4	77,4	82,2	59,5	19,8	
38,89	88,7	—	15,0	46,0	29,3	—	
88,89	75,0	—	88,2	93,1	63,9	—	
46,67	87,7	—	—	20,0	10,8	58,3	

Соотношение между растворенной и нерастворенной

Район	Плотный остаток в г/л	Сумма м-экв	В растворе %							
			плотн. остаток	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.
Голодная Степь 1941 г.	419,560	12268,28	43,18	16,7	56,2	27,3	1,2	87,6		38,4
	410,560	11974,00	38,56	21,1	51,8	21,0	3,4	75,8		37,9
	325,310	9731,20	85,73	77,6	107,2	72,6	1,8	124,7		93,5
	275,360	7285,14	74,27	31,3	111,9	73,8	5,6	97,4		117,3
	249,940	7388,42	77,1	10,4	114,9	42,5	1,9	130,3		95,2
	223,895	6155,66	87,91	48,0	117,8	76,5	4,5	144,2		110,9
	173,750	4805,56	71,78	38,3	175,3	51,9	4,9	107,1		105,7
	170,070	5099,64	82,12	27,3	112,6	47,8	3,7	105,2		103,9
	159,427	4734,12	72,6	9,6	123,3	36,9	4,8	33,8		100,0
	150,980	4275,00	90,17	111,3	130,0	71,4	6,5	131,8		125,6
	147,700	4689,18	87,18	133,3	133,0	66,4	3,2	137,8		117,1
	138,430	4325,90	89,12	9,3	123,8	65,5	10,3	125,3		106,8
	123,033	3898,06	91,35	42,0	141,2	62,1	5,2	168,5		118,6
	119,727	3808,12	81,96	166,6	128,5	57,1	3,8	164,6		152,5
	118,417	3761,92	86,63	57,7	137,7	52,4	4,4	142,4		122,2
	90,620	2695,48	74,2	19,7	110,2	45,8	10,2	88,2		98,6
	89,690	1889,44	75,65	15,1	115,3	34,8	9,6	76,7		93,9
	66,208	1984,78	83,11	19,2	175,6	46,6	8,4	137,9		142,2
	61,064	1818,42	74,85	10,6	116,8	44,6	11,5	104,1		100,0
	59,700	1849,28	80,00	42,3	176,0	47,4	4,4	205,2		134,3
	54,729	1610,36	26,50	88,90	51,0	20,2	5,7	38,7		55,0
	51,928	1593,98	53,59	24,6	120,8	30,6	8,3	88,0		104,5
	47,680	1454,08	55,61	30,8	130,5	34,9	7,2	9,0		122,7
	43,865	1348,20	53,61	85,7	134,2	31,6	2,0	132,7		111,2
	39,160	1072,26	36,10	75,5	140,1	26,5	4,6	60,4		73,6
	36,050	1003,12	46,40	35,4	329,0	35,2	5,8	62,9		144,8
	31,493	941,94	76,63	26,6	152,8	60,9	14,0	260,9		41,9|97,6
	30,224	870,06	45,00	32,6	103,3	30,9	10,0	58,1		96,1
	28,685	782,60	52,77	46,1	161,4	40,6	9,0	86,0		95,5
	26,024	755,62	44,88	53,5	105,0	40,4	12,3	73,4		81,8
	25,667	718,12	46,51	18,3	103,1	41,5	10,8	72,5		37,1|88,1
	22,920	622,90	41,66	41,6	103,1	19,8	19,4	95,0		43,1
	19,016	559,24	41,66	38,2	118,7	33,7	10,5	78,0		77,4
	17,920	518,52	39,21	43,7	155,0	26,6	9,2	100,0		38,8|84,2
	15,780	417,00	22,88	22,4	128,9	11,0	9,5	72,2		17,3
	15,280	438,38	44,19	79,5	231,6	32,0	9,9	75,6		188,4
	14,490	397,78	23,07	38,4	79,9	18,9	6,0	42,0		54,7
	13,020	377,08	27,33	88,4	154,7	23,3	8,0	87,0		83,1
	12,075	354,18	26,05	18,2	139,2	18,6	7,5	71,5		116,1|83,3
	11,253	328,18	22,91	39,5	91,6	18,6	6,2	58,9		127,2
	10,600	312,18	17,00	32,3	91,5	13,8	6,3	78,7		31,4
	10,053	289,34	19,72	44,8	75,0	15,8	7,5	58,6		61,8
	9,240	277,76	20,43	59,2	123,0	16,0	7,6	100,6		54,0
	8,170	239,58	20,91	51,6	130,0	17,9	9,3	74,2		34,5
	7,747	227,38	29,28	17,7	78,4	24,6	17,9	60,1		28,9
	7,053	218,40	25,69	16,3	86,6	25,2	18,1	60,7		30,4
	6,720	187,60	31,36	20,1	93,9	27,2	24,2	71,3		13,2
	6,480	185,52	21,87	30,0	112,1	20,3	16,1	40,0		38,7

Таблица 27а

частями солей в зависимости от степени засоления и концентрации раствора

Плотный остаток	В твердой фазе %						
	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.
56,82	83,3	43,8	72,7	98,8	12,4		61,6
61,44	78,9	48,2	79,0	96,6	24,2		62,1
14,27	22,4	—	27,4	98,2	—		6,5
25,73	68,7	—	26,2	94,4	2,6		—
29,9	89,6	—	57,5	98,1	—		4,8
12,09	52,0	—	23,5	95,5	—		—
28,22	61,7	—	48,1	95,1	—		—
17,88	72,7	—	52,2	96,3	—		—
27,4	90,4	—	63,1	95,2	66,7		—
9,83	—	—	28,6	93,5	—		—
12,82	—	—	33,6	96,8	—		—
10,98	90,3	—	34,5	89,7	—		—
8,65	58,0	—	37,9	94,8	—		—
18,04	—	—	42,9	96,2	—		—
13,37	42,3	—	47,6	95,6	—		—
25,8	80,3	—	54,2	89,2	11,8		1,4
24,35	84,90	—	65,2	90,4	23,3		6,1
16,89	80,8	—	53,4	91,6	—		—
25,15	89,4	—	55,4	88,5	—		—
20,00	57,7	—	52,6	95,6	—		—
73,5	21,1	49,0	79,8	94,3	61,3		45,0
46,41	75,4	—	69,4	91,7	12,0		—
44,39	69,2	—	65,1	92,8	81,0		—
46,39	14,3	—	68,4	98,0	—		—
63,9	24,5	—	73,5	95,4	39,6		26,4
53,6	64,6	—	64,8	94,2	37,1		—
23,37	73,4	—	39,1	86,0	—		58,1 | 2,4
55,00	67,4	—	69,1	90,0	41,9		3,6
47,23	53,9	—	59,4	91,0	14,0		4,5
55,12	46,5	—	59,6	87,7	26,6		18,2
53,49	81,7	—	58,5	89,2	27,5		62,9 | 11,9
58,34	58,4	—	80,2	80,6	5,0		56,9
58,34	61,8	—	66,3	89,5	22,0		—
60,79	56,3	—	73,4	90,8	—		61,2 | 15,8
77,12	77,6	—	89,0	90,5	27,8		82,7
55,81	20,5	—	68,0	90,1	24,4		—
76,93	61,6	20,1	81,1	94,0	58,0		45,3
72,67	11,6	—	76,7	92,0	13,0		16,9
73,95	81,8	—	81,4	92,5	28,5		16,7
77,09	60 5	8,4	81,4	93,8	41,1		—
83,00	67,7	8,5	86,2	93,7	21,3		68,6
80,28	55,2	25,0	84,2	92,5	41,4		38,2
79,57	40,8	—	84,0	92,1	—		46,0
79,09	48,4	—	82,1	90.7	25,8		65,5
70,72	82,3	21,6	75,4	82,1	39,9		71,1
74,31	83,7	13,4	74,8	81,9	39,3		69,6
68,64	79,9	6,1	72,8	75,8	28,7		86,8
78,13	70,0	—	79,7	83,9	60,0		61,3

от 8 до 420 г/л 50—85% бикарбонатов находится в твердой фазе и лишь в слабоконцентрированных почвенных растворах (15—18 г/л) в растворенном состоянии находится 50—60% общего содержания бикарбонатов, определяемого данными водной вытяжки.

Поведение хлористых солей диаметрально противоположно поведению бикарбонатов. В пределах общей концентрации почвенного раствора от 5 до 350 г/л в Голодной Степи и от 4 до 170 г/л в Ферганской долине

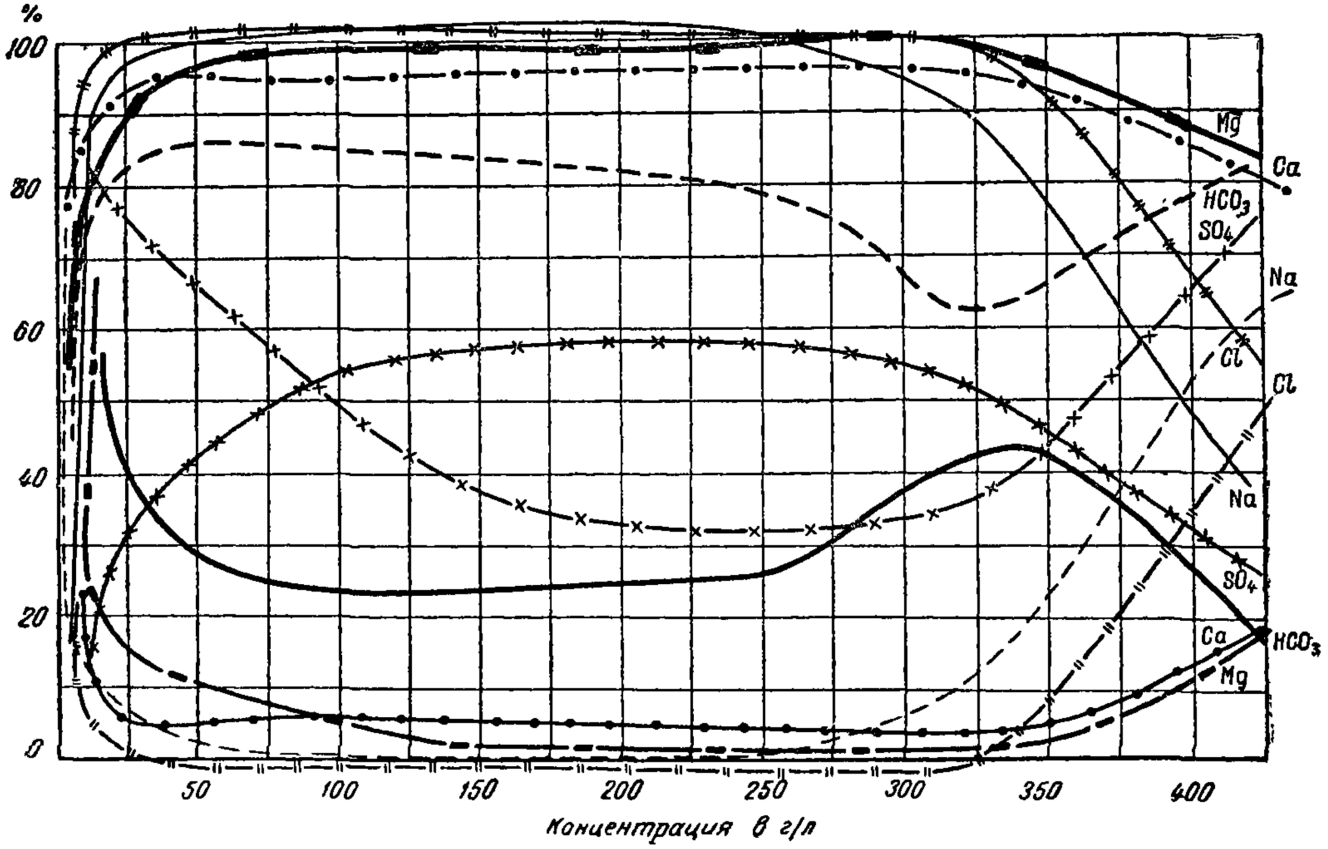


Рис. 24. Зависимость между концентрацией, составом почвенного раствора и содержанием солей в почвах Голодной Степи. По оси ординат отложено содержание ионов в растворе (сплошные линии) или осадке (пунктирные линии) в % от их содержания по водной вытяжке.

все хлористые соли, содержащиеся в почвах, находятся в почвенном растворе и лишь при самых высоких концентрациях почвенных растворов хлориды начинают переходить в осадок.

В почвах Ферганской долины выпадение хлоридов в осадок отмечается при концентрациях почвенного раствора около 250 г/л и в почвах Голодной Степи — в пределах общей концентрации почвенного раствора 350—420 г/л. В частности, в последнем случае хлориды переходят в осадок из почвенного раствора в количестве до 55% их общего содержания.

Поведение сульфатов в почвах значительно сложнее, что объясняется разнообразием сернокислых солей. В засоленных почвах аккумулируются, кроме малорастворимого гипса, сернокислый Na и сернокислый Mg, растворимость которых значительно выше. Но, кроме того, растворимость сернокислого Na крайне меняется в зависимости от усло-

вий температуры, что еще больше усложняет анализ соотношения между находящейся в растворе и находящейся в осадке частями сернокислых солей.

Все же можно отметить, что в Ферганской долине при низких минерализациях почвенного раствора 4—35 г/л (что свойственно незасоленным и слабозасоленным почвам) 50—100% сернокислых солей находится в твердой фазе. Объясняется это тем, что в почвах и почвенных горизон-

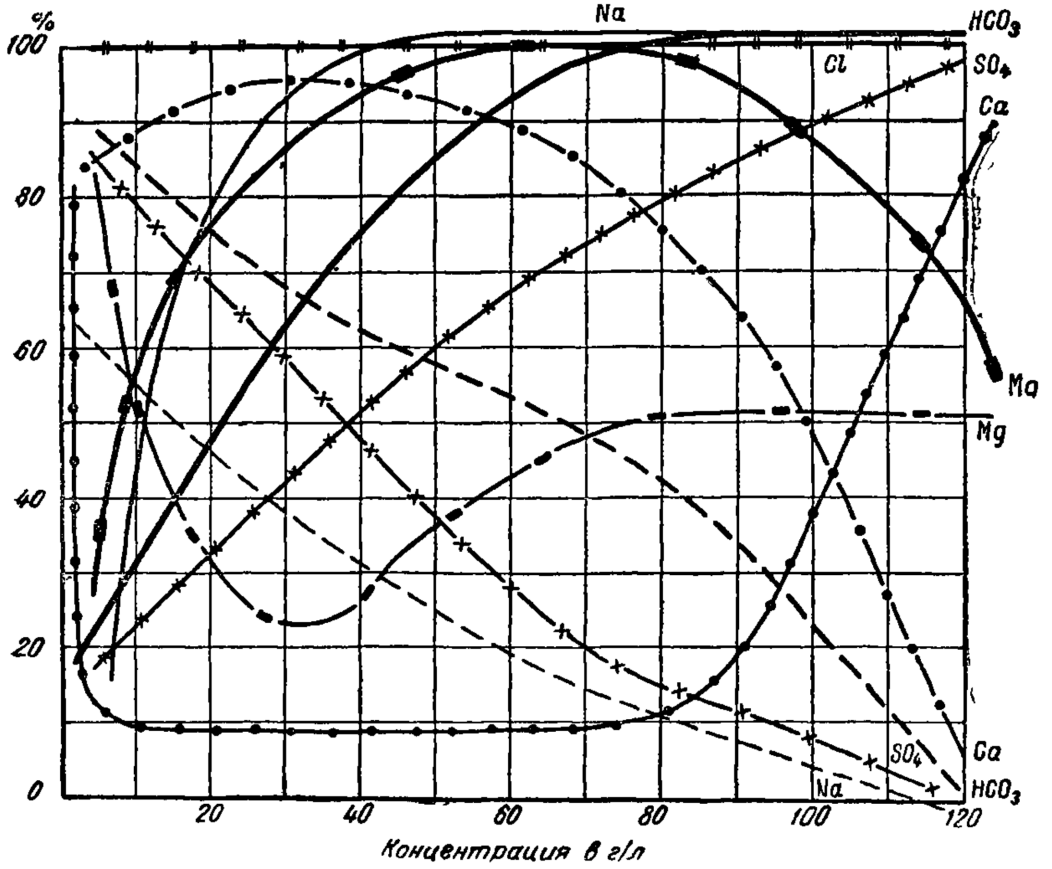


Рис. 25. Зависимость между концентрацией, составом почвенного раствора и содержанием солей в почвах Ферганской долины.

тах, имеющих подобные концентрации почвенного раствора, из сернокислых солей в основном присутствует гипс.

В голодностепских почвах интервал концентраций почвенных растворов, когда большая часть (50—85%) сернокислых солей находится в осадке, значительно шире и достигает 5—250 г/л. Однако в наиболее засоленных почвах Голодной Степи, имеющих максимально высокие концентрации почвенного раствора 350—420 г/л, вновь наблюдается интенсивный (50—85% общего запаса) переход сульфатов из раствора в осадок. Это происходит при общей концентрации SO_4'' 1800—2200 м-экв и, очевидно, соответствует насыщению почвенного раствора сернокислым Na и сернокислым Mg.

В почвах Ферганы в интервале высоких концентраций почвенного раствора 35—250 г/л бóльшая часть сернокислых солей (50—100%) находится в почвенном растворе, что объясняется накоплением сернокислого Na и сернокислого Mg, которые не достигают концентрации насыщения.

Подтверждением того, что сернокислый Са в почве в основном находится в осадке в твердой фазе, и что почвенный раствор обычно насыщен сернокислым кальцием, являются следующие интересные данные.

В пределах общих концентраций почвенного раствора 5—250 г/л в ферганских почвах и 5—420 г/л в почвах Голодной Степи 55—80—95% извлекаемых водной вытяжкой солей кальция фактически находятся в осадке. Более или менее значительное нахождение солей Са в почвенных растворах Ферганской долины обнаруживается при малых концентрациях почвенного раствора (4—5 г/л), когда 56—80% солей Са присутствует в почвенном растворе, и при наиболее высоких концентрациях почвенного раствора (66—250 г/л), когда около 40—100% растворимых водной вытяжкой солей кальция действительно находится в почвенном растворе. Последнее можно объяснять появлением в солончаках хлористого Са в результате обменных реакций, повышением растворимости гипса в присутствии большого количества хлоридов и образованием полугидрата.

В почвенных растворах Голодной Степи это явление нами не установлено. Здесь как в малоконцентрированных почвенных растворах (5 г/л), так и высококонцентрированных (420 г/л) находится не более 5—20% солей кальция, извлекаемых водной вытяжкой. Все же и в почвах Голодной Степи имеются отдельные случаи повышения растворимости солей кальция при высоких концентрациях почвенного раствора под влиянием накопления хлоридов.

Значительно сложнее поведение $Mg^{\cdot\cdot}$. Несмотря на высокую растворимость солей магния в Голодной Степи при слабоконцентрированных почвенных растворах (5—15 г/л) до 50—70% извлекаемого водной вытяжкой $Mg^{\cdot\cdot}$ находится в твердой фазе. Концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$ при этом равна 200—250 м-экв. При этой концентрации соли магния далеко не достигают точки насыщения раствора. Очевидно, дело заключается в том, что $Mg^{\cdot\cdot}$ в почвах, имеющих слабоконцентрированные почвенные растворы, находится в поглощенном состоянии. В момент производства водной вытяжки под влиянием разбавления почвенного раствора и растворения солей кальция, находящихся до того в осадке, меняется соотношение между $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$ и обменный $Mg^{\cdot\cdot}$ вытесняется $Ca^{\cdot\cdot}$, поступая в водную вытяжку.

Так как в почвенных растворах соответствующей концентрации поглощенный $Mg^{\cdot\cdot}$ отсутствует и не обнаруживается, пересчеты данных почвенного раствора от водной вытяжки констатируют нахождение $Mg^{\cdot\cdot}$ в твердой фазе. Как увидим ниже, аналогичное явление имеет место и для $Na^{\cdot}$.

Подобное же явление в отношении $Mg^{\cdot\cdot}$ констатируется и в почвах Ферганы. Здесь также при малых концентрациях почвенных растворов (5—14 г/л) около 48—70% извлекаемого водной вытяжкой $Mg^{\cdot\cdot}$ находится в твердой фазе (в поглощенном состоянии).

В интервале общих концентраций почвенного раствора 350—420 г/л концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$ достигает 1300—1800 м-экв. В этот момент вновь констатируется переход части $Mg^{\cdot\cdot}$ в твердую фазу (20%). Это уже необхо-

Таблица 28

Соотношение между солями, находящимися в почвенных растворах, и солями, находящимися в твердой фазе почв

Ионы		В растворенной форме	В осадке или поглощенной форме
	I. Ферганская долина		
HCO_3'	1) % от содержания по водной вытяжке	50—100	50—90
	2) Концентрация HCO_3' в м-экв	10—15	3—5
	3) Концентрация почвенного раствора г/л	20—250	4—20
Cl'	1) % от содержания по водной вытяжке	100	6,5
	2) Концентрация Cl' в м-экв	4—550	900
	3) Концентрация почвенного раствора г/л	4—180	250
SO_4''	1) % от содержания по водной вытяжке	50—100	50—100
	2) Концентрация SO_4'' в м-экв	400—2700	45—400
	3) Концентрация почвенного раствора г/л	35—250	4—35
Ca''	1) % от содержания по водной вытяжке	56—80; 44—100	55—95
	2) Концентрация Ca'' в м-экв	30; 30—460	24—460
	3) Концентрация почвенного раствора в г/л	4—5; 66—250	5—250
Mg''	1) % от содержания по водной вытяжке	50—100	48—70
	2) Концентрация Mg'' в м-экв	80—1700	25—120
	3) Концентрация почвенного раствора в г/л	12—250	5—14
Na'	1) % от содержания по водной вытяжке	50—100	40—80
	2) Концентрация Na' в м-экв	25—1550	8—80
	3) Концентрация почвенного раствора в г/л	12—250	5—30
	II. Голодная Степь		
HCO_3'	1) % от содержания по водной вытяжке	50—60	50—85
	2) Концентрация HCO_3' в м-экв	100	100—200
	3) Концентрация почвенного раствора в г/л	15—18	8—420
Cl'	1) % от содержания по водной вытяжке	100	0—55
	2) Концентрация Cl' в м-экв	40—3500	3500—4200
	3) Концентрация почвенного раствора в г/л	5—350	350—420

Продолжение табл. 28

Ионы		В растворенной форме	В осадке или поглощенной форме
SO_4''	1) % от содержания по водной вытяжке	50—60	50—85
	2) Концентрация SO_4'' в м-экв	500—2200	200—600; 1800—2200
	3) Концентрация почвенного раствора в г/л	75—325	5—100; 350—420
$Ca^{\cdot\cdot}$	1) % от содержания по водной вытяжке	5—20	80—95
	2) Концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ в м-экв	20—70—140	20—70—140
	3) Концентрация почвенного раствора в г/л	5—420	5—420
$Mg^{\cdot\cdot}$	1) % от содержания по водной вытяжке	50—100	50—70; 20
	2) Концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$ в м-экв	200—1800	200—250; 1300—1800
	3) Концентрация почвенного раствора в г/л	5—420	5—15; 350—420
$Na^{\cdot}$	1) % от содержания по водной вытяжке	100; 100—40	50—75; 50—65
	2) Концентрация $Na^{\cdot}$ н м-экв	500—3000; 3000—4000	до 500; 4000
	3) Концентрация почвенного раствора в г/л	50—250; 250—420	5; 350—420

димо приписать насыщению почвенного раствора сернокислым Mg и началу его осаждения. В большинстве случаев для широкого интервала общих концентраций почвенного раствора 12—250 г/л в Фергане и 5—420 г/л в Голодной Степи до 50—100% солей магния находится в почвенном растворе.

В поведении $Na^{\cdot}$ есть много общего с поведением $Mg^{\cdot\cdot}$. В слабоконцентрированных почвенных растворах — 5—30 г/л в Фергане и около 5 г/л в Голодной Степи — преобладающая часть $Na^{\cdot}$ (40—80%) находится не в растворе, а связана, подобно $Mg^{\cdot\cdot}$ в поглощенной форме, с твердой фазой. Действительный переход солей натрия в осадок в форме NaCl обнаруживается лишь при самых высоких концентрациях почвенных растворов в Голодной Степи (350—420 г/л), когда концентрация $Na^{\cdot}$ достигает 4000 м-экв и 50—65% общего запаса его солей переходит в осадок. Однако переход солей Na в осадок в форме Na_2SO_4 начинается при более низких концентрациях почвенного раствора — около 250 г/л, когда отмечаются первые случаи нахождения солей натрия в твердой фазе. В пределах же наиболее распространенных общих концентраций почвенного раствора 12—250 г/л в Фергане и 50—250 г/л в Голодной Степи соли натрия полностью находятся в почвенном растворе и обнаруживают, кроме того, значительную «отрицательную адсорбцию», достигающую 10—60%.

4. Динамика солей в почвенных растворах

а) Факторы режима почвенных растворов

Выше рассмотрены факторы минерализации грунтовых вод. В значительной степени изложенное относится и к объяснению солевого режима почвенных растворов. Поэтому, не возвращаясь вновь к рассмотрению этих факторов, ограничимся лишь краткой их характеристикой.

Факторы, способствующие увеличению концентрации почвенных растворов. В числе факторов, способствующих увеличению концентрации почвенных растворов, необходимо отметить следующие: испарение с поверхности почвы и в почвенных горизонтах, транспирационная деятельность растительного покрова, затрагивающая корнеобитаемую толщу почвы, подъем капиллярной каймы от зеркала минерализованных грунтовых вод к поверхности.

Некоторое значение могут иметь и факторы второстепенные: «отрицательная адсорбция» солей, различного типа обменные реакции.

Факторы, способствующие уменьшению концентрации почвенного раствора. В неорошаемых почвах наибольшую роль в числе факторов, способствующих уменьшению концентрации почвенных растворов, играют атмосферные осадки, которые, с одной стороны, разбавляют растворы, а с другой, по достижении влажности более полевой влагоемкости, способствуют их продавливанию (промыванию) в нисходящем направлении. Опускание уровня минерализованных грунтовых вод и вызванное этим опускание капиллярной каймы в свою очередь способствуют освобождению поверхностных горизонтов от концентрированных капиллярных растворов и тем самым уменьшению концентрации солей.

В орошаемых почвах решающим фактором уменьшения концентрации почвенных растворов являются поливы, вызывающие как разведение растворов, так и их промывание.

В числе второстепенных факторов, способствующих уменьшению концентрации почвенных растворов, очевидно, имеют значение поглощение солей растениями и адсорбция солей почвенными коллоидами.

Обработка почв, хотя и не имеет прямого воздействия на поступление влаги в почву, косвенно оказывает существенное влияние на ее динамику. Вспашка почвы, ее боронование, культивация и кетменевание, уменьшая испарение, способствуют накоплению влаги в почве и тем самым поддерживают более низкие концентрации солей в растворах.

Низкокачественная обработка почвы, ведущая к ее уплотнению и повышению испарения влаги, естественно вызывает также и повышение концентрации почвенных растворов.

б) Фазы сезонного режима почвенных растворов

В осенне-зимний период, когда испарение грунтовых вод и почвенной влаги сводится к минимальным размерам, капиллярные растворы, направленные восходящим током от зеркала грунтовых вод к поверхно-

сти, постепенно заполняют все тончайшие поры горизонтов почвы и грунта в соответствии с их капиллярной влагоемкостью.

Если представить себе, что до этого момента засоление грунта еще не происходило и что это является лишь первым циклом водно-солевого режима какого-либо обсыхающего пространства, то в этом случае мы будем иметь полное количественное и качественное совпадение минерализации грунтовой воды и минерализации почвенного раствора.

Количество легкорастворимых солей в почве в этом случае будет равняться количеству солей, растворенных в грунтовой воде, удерживаемой капиллярами почвенных горизонтов в соответствии с их влагоемкостью.

Соотношение солей в грунтовой воде и в почвенном растворе в этом случае должно быть совершенно одинаковым, так как вследствие отсутствия какого-либо испарения почвенно-грунтовых вод ни одна соль здесь не изменила своей концентрации в сравнении с исходной концентрацией, характерной для грунтовых вод, и ни одна соль не выпала из раствора в грунт.

В весенний период по мере повышения температуры воздуха и почвы начнется постепенное испарение почвенной влаги. Соответственно начнется постепенное увеличение концентрации всех растворенных в почвенном растворе солей. По достижении каждой из этих солей точки насыщения раствора, они поочередно начнут из него выпадать, обогащая грунт и почвенные горизонты новыми компонентами. Естественно, что прежде всего из раствора в этом случае начнут выпадать соединения R_2O_3, SiO_2, $CaMg(CO_3)_2$, $CaCO$, а затем и $CaSO_4$. Расходующиеся на испарение почвенные растворы будут при этом пополняться новыми порциями капиллярной воды, поступающими снизу от грунтовых вод.

С наступлением летней жары и сухости этот процесс достигнет максимального выражения и в конечном счете в толще почвенного горизонта, захваченного испарением, обособится почвенный раствор, отличающийся от питающей его грунтовой воды повышенной концентрацией легкорастворимых солей $NaCl$, $MgCl_2$, Na_2SO_4, $MgSO_4$ и содержанием бикарбонатов и сульфатов Ca, близким или равным точке насыщения ими раствора.

В летний период, вследствие непрерывного расходования почвенных и грунтовых вод на испарение, почвенные горизонты делаются очень сухими, содержание влаги достигает в них минимальных величин порядка 8—12—15%, а уровень грунтовых вод опускается на 50—100, иногда на 150—200 см глубже, чем весной. Концентрация почвенного раствора в солончаках в этот период в наиболее сухих верхних горизонтах почвенного профиля достигает максимальных степеней (до 300—400 г/л); соответственно содержание $Na^{\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, Cl' в растворах бывает в эти периоды наибольшим. При таких общих концентрациях раствора, как 350—400 г/л, Na_2SO_4, $MgSO_4$ и $NaCl$ также достигают насыщения и выпадают в осадок. В целом эту фазу сезонного цикла солевого режима можно назвать фазой соленакопления.

В период осенне-зимних дождей, начинающих новый гидрологический год, атмосферные осадки, удерживающиеся поверхностными гори-

зонтами, разбавляют концентрированный почвенный раствор их и вместе с тем растворяют часть солей, выпадавших в летнюю фазу из раствора в грунт. Прежде всего растворяются NaCl, $MgSO_4$. Растворение Na_2SO_4 отстает вследствие низкой температуры почв в этот период; растворяются при этом частично $CaSO_4$, $CaCO_3$. Эту вторую фазу солевого режима почвенных растворов следует назвать ф а з о й р а з б а в л е н и я.

По достижении почвенной влажностью под влиянием атмосферных осадков величины большей, чем предельная полевая влагоемкость, разбавленный почвенный раствор начинает перемеща ься вниз в грунтовые воды, наслаиваясь на них и поднимая их уровень. Концентрация почвенного раствора в верхних горизонтах сильно уменьшается; в составе солей под влиянием растворения Na_2SO_4, гипса и карбонатов Ca повышается доля $Ca^{\cdot\cdot}$, SO_4'', HCO_3'. В нижних горизонтах почвы появляется зона повышенной концентрации почвенных растворов. Верхний слой грунтовой воды приобретает повышенную минерализацию. Эту третью фазу солевого режима почвенных растворов необходимо назвать ф а з о й в ы щ е л а ч и в а н и я и о п р е с н е н и я.

Так как осенне-зимний период сопровождается обычно значительным охлаждением поверхности почвенных горизонтов, то некоторые соли, сильно понижая свою растворимость, не могут быть увлечены нисходящими растворами и в большей или меньшей степени остаются в поверхностных горизонтах. Больше всего это касается сернокислого натрия — мирабилита, выпадающего, как известно, из раствора при невысоких температурах среды. В северных континентальных районах Советского Союза это может иметь значение для растворов соды, которая, также выпадая из почвенных растворов в летний период в процессе испарения и повышения концентрации раствора, в дальнейшем в зимний период, вследствие низкой температуры, не может быть выщелочена нисходящими токами почвенных растворов в нижние горизонты. Это ведет в конечном счете к обогащению поверхностных горизонтов почвы содой и образованию содовых солонцов — солончаков.

В условиях Средней Азии в результате этого в солончаках происходит накопление в верхних горизонтах и на поверхности их сульфата натрия с образованием пухлого горизонта.

В период фазы выщелачивания и опреснения почвенных растворов в верхних горизонтах происходит сильное сезонное уменьшение хлоридности при одновременном относительном увеличении сульфатности и щелочности почвенных растворов.

На этом заканчивается годовой цикл солевого режима почвенных растворов. Новый аналогичный годовой цикл солевого режима будет начинаться уже при несколько иных условиях.

Грунтовая вода, получив сброшенный сверху минерализованный почвенный раствор, повысила общую свою минерализацию, и особенно содержание $MgCl_2$, NaCl, $MgSO_4$, в сравнении с предшествующим периодом. Горизонты грунта и почвы, лежащие над грунтовой водой, обогатились за предшествующий период содержанием R_2O_3, SiO_2, $CaMg(CO_3)_2$,

$CaCO_3$, $CaSO_4$ и Na_2SO_4. Почвенный раствор по его концентрации и содержанию хлоридов Na и Mg также уже отличается от грунтовой воды.

Фаза соленакопления в новом годовом цикле солевого режима начнется, таким образом, с растворами более высокой минерализации. Сплошное заполнение капиллярной скважности почв и грунта растворами грунтовой воды будет происходить уже при более высокой минерализации.

В течение весенне-летнего периода вновь повторится фаза соленакопления в грунте и в почвенном растворе, вследствие нарастающего испарения почвенных и грунтовых вод. Концентрация почвенного раствора повысится еще больше, соответственно увеличится в нем и содержание Cl', NO_3', $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$. Грунт и почва обогатятся новыми порциями наименее растворимых солей Na_2SO_4, $CaSO_4$, $CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$ и соединений R_2O_3, SiO_2.

В период осенне-зимних дождей вновь произойдет разбавление почвенного раствора и частичное растворение выпавших в твердую фазу солей, а затем их выщелачивание и сброс в грунтовые воды, с новым увеличением степени минерализации за счет наиболее легкорастворимых солей.

Повторяясь из года в год, этот циклический процесс в конечном счете приведет к обогащению почвы соединениями SiO_2 и R_2O_3, карбонатами Ca, гипсом и сульфатами натрия, при одновременном превращении почвенных растворов в высококонцентрированные рассолы (рапу), содержащие большое количество Cl', SO_4'', $Mg^{\cdot\cdot}$, $Na^{\cdot}$, NO_3'. Эти последние будут выпадать из почвенных растворов в твердую фазу лишь изредка в самых поверхностных слоях почвенного профиля, пересыхающих особенно сильно в летний период, по достижении ими полной насыщенности раствора.

Одновременно коренным образом изменится и химизм верхних слоев грунтовых вод. Исходные грунтовые воды превратятся в воды повышенной минерализации за счет накопления в них Cl', SO_4'', $Mg^{\cdot\cdot}$, $Na^{\cdot}$, сбрасываемых в фазу сезонного выщелачивания и опреснения почвенного раствора из почвенных горизонтов вниз.

Таким образом, в динамике почвенных растворов засоленных почв, в их естественном состоянии необходимо различать три основных фазы: фаза соленакопления, фаза разбавления и фаза выщелачивания и опреснения. Каждая из этих фаз характеризуется своим направлением процесса, а также своими концентрациями и составом солей.

в) Влияние полива на режим почвенных растворов

В условиях орошения солевой режим почвенных растворов осложнен влиянием поливов, хотя общий ход годового режима сохраняется. Каждый полив, повышая влажность почвы до ее предельной влагоемкости и выше, повторяет как бы в несколько ослабленной форме зимнюю часть цикла естественного солевого режима. В первые моменты полива или при сравнительно небольших нормах в пределах до полевой влагоемкости происходит разбавление почвенного раствора с уменьшением его концен-

трации в 2—3 раза и частичное растворение солей, ранее выпавших перед поливом из раствора и находившихся в твердой фазе. При дальнейшем поступлении поливной воды, в особенности при повышенных поливных нормах, превышающих водоудерживающую способность почвы, разбавленный почвенный раствор, под давлением поступающей сверху поливной воды фильтруется в нижние горизонты почвы и в грунтовые воды. В этот период происходит сильное опреснение самых верхних горизонтов и перемещение концентрированных растворов в более глубокие горизонты почвенного профиля. В верхних, увлажненных поливной водой горизонтах происходит уменьшение концентраций Cl', $Na^{\cdot}$, $Mg^{\cdot}$ и увеличение относительной доли $Ca^{\cdot\cdot}$, SO_4'', HCO_3'. Под влиянием фильтрующихся почвенных растворов и оросительных вод при этом же происходит подъем уровня грунтовой воды.

По окончании полива, вследствие просыхания почвы в межполивной период и интенсивного испарения почвенно-грунтовых вод, возобновляется процесс повышения концентрации солей в почвенном растворе.

На смену почвенным растворам верхних пересыхающих горизонтов поступают капиллярные растворы от грунтовых вод снизу, приносящие новые порции солей.

Перед очередным поливом концентрация почвенного раствора в верхних горизонтах почвы достигает вновь очень высоких величин, вновь возрастает абсолютное и относительное количество Cl', $Na^{\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$. Из раствора выпадают новые порции $CaCO_3$ и $CaSO_4$, повышая их содержание в грунте.

Каждый новый полив, а их, как известно, может быть 5—6, в ряде случаев 7—8 и больше, повторяет этот поливной цикл солевого режима почвенных растворов, ведя постепенно к обогащению грунта $CaCO_3$, $CaSO_4$ и Na_2SO_4 и повышая одновременно минерализацию грунтовых вод за счет накопления в ней Cl', $Na^{\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$.

Такой тип солевого режима почвенных растворов слагается в недренированных условиях, характеризующихся преобладанием процессов притока и испарения грунтовых и почвенных вод над их стоком, т. е. это будет соответствовать солевому режиму засоления.

В тех случаях, когда вследствие благоприятных условий искусственной или естественной дренированности обеспечивается известный отток грунтовых вод и быстрый их спад при орошении поливными нормами воды, несколько превышающими водоудерживающую способность почвы, каждый межполивной цикл солевого режима сопровождается некоторой потерей легкорастворимых солей из грунта и грунтовой воды, отражая существование процесса рассоления, характерного для этих условий. В этих случаях в почве и грунте могут накопляться только лишь наименее растворимые соли $CaCO_3$ и $CaSO_4$.

г) Динамика щелочности в почвенных растворах при поливах

Одним из наиболее своеобразных явлений в динамике солевого режима почв при поливах и в Фергане и в Голодной Степи является повы-

Динамика щелочности почвенных растворов

Почвы	Глубина в см	До полива 28.V. 40 г.			После полива 1.VI. 40 г.		
		pH	Щелочность		pH	Щелочность	
			CO_3	общая		CO_3	общая
		Первый полив					
Незасоленная почва Пл. № 9	2—12	8,27	0,041	0,334	8,38	0,037	0,263
	12—25	8,70	нет	0,199	8,40	0,042	0,213
	25—35	8,61	нет	0,198	8,46	следы	0,163
	35—65	8,80	нет	0,223	8,38	0,012	0,175
Засоленная почва Пл. № 7	2—12	8,05	0,025	0,300	8,66	0,172	0,664
	12—25	8,06	0,086	0,476	8,50	0,160	0,751
	25—35	8,55	следы	0,546	8,56	0,197	0,739
	35—65	8,28	0,052	0,200	8,29	нет	0,300

Динамика щелочности почвенных растворов

Почвы	Глубина в см	До полива 26.V. 41 г.			После полива 8.VI. 41 г.			До полива 26.VI. 41 г.		
		pH	Щелочность		pH	Щелочность		pH	Щелочность	
			CO_3	общая		CO_3	общая		CO_3	общая
		Первый полив						Второй		
Среднезасоленная почва Пл. № 2	0—5	7,67	нет	0,517	7,58	нет	0,394	—	—	—
	5—10	7,70	»	0,366	8,12	»	0,488	8,02	нет	0,439
	10—20	7,92	»	0,232	8,00	»	0,305	8,02	»	0,573
	20—40	7,95	»	0,232	7,96	»	0,366	7,80	»	0,366
	40—60	—	—	—	—	—	—	7,81	»	0,500
Засоленная почва Пл. № 1	0—5	7,94	нет	0,976	7,78	нет	0,939	—	—	—
	5—10	8,52	0,036	1,092	8,80	0,060	0,618	8,28	0,042	1,020
	10—20	8,50	0,036	0,648	8,58	0,042	0,552	8,47	0,096	0 816
	20—40	8,50	0,024	0,204	8,62	0,048	0,420	8,22	0,078	0,798
	40—60	—	—	—	—	—	—	8,23	0,072	0,432

Таблица 29

при поливах в почвах Ферганы

До полива 7.VII. 40 г.			После полива 10.VII. 40 г.			До полива 10.VIII. 40 г.			После полива 13.VIII. 40 г.		
pH	Щелочность		pH	Щелочность		pH	Щелочность		pH	Щелочность	
	CO_3	общая		CO_3	общая		CO_3	общая		CO_3	общая
Третий полив						Четвертый полив					
8,74	0,049	0,350	8,72	0,037	0,338	8,36	0,012	0,275	8,44	0,049	0,413
8,84	0,062	0,313	8,77	0,012	0,413	8,22	0,037	0,275	8,30	0,025	0,300
8,72	0,049	0,263	8,68	0,049	0,350	8,35	0,037	0,250	8,40	0,037	0,325
8,69	0,025	0,200	8,48	0,025	0,188	—	0,012	0,188	8,38	0,036	0,225
8,33	0,098	0,601	8,71	0,197	0,901	8,25	0,185	1,214	8,38	0,209	0,989
8,30	0,074	0,626	8,88	0,283	1.127	8,61	0,234	0,764	8,50	0,185	0,764
8,80	0,160	0,676	8,80	0,271	0,983	8,56	0,135	0,601	8,46	0,209	0,776
8,62	0,062	0,300	8,80	0,246	1,064	8,48	0,074	0,300	8,49	0,197	0,776

Таблица 30

при поливах в почвах Голодной Степи

После полива 2.VII. 41 г.			После полива 7. VII. 41 г.			До полива 9.VIII. 41 г.			После полива 17. VIII. 41 г.		
pH	Щелочность		pH	Щелочность		pH	Щелочность		pH	Щелочность	
	CO_3	общая		CO_3	общая		CO_3	общая		CO_3	общая
полив						Четвертый полив					
7,90	нет	1,318	7,90	нет	0,488	8,50	0,150	0,899	8.60	0,150	0,579
8,12	»	0,622	8,04	»	0,464	8,77	0,096	0,582	8,72	0,084	0,372
8,20	»	0,781	8,06	»	0,598	8,62	0,096	0,789	8,77	0,114	0,612
8,06	»	0,543	8,14	»	0,744	8,70	0,084	0,624	8,82	0,156	0,696
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8,36	0,132	1,092	8,30	0,096	1,008	8,60	0,075	0,750	8,70	0,150	0,769
8,58	0,105	0,776	8,36	0,060	1,440	8,64	0,096	0,654	8,63	0,096	0,372
8,47	0,096	0,924	8,36	0,084	1,320	8,72	0,144	0,792	8,63	0,114	0,432
8,47	0,078	0,540	8,38	0,072	0,552	8,70	0,108	0,456	8,50	0,060	0,336
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

шение щелочности почвенного раствора. Ряд исследователей указывали и ранее на случаи повышения щелочности почв после полива (Б. В. Федоров, Л. П. Розов, Елсуков), но методом простых водных вытяжек это было трудно доказать, так как в момент производства водных вытяжек растворяется гипс, нейтрализующий карбонаты и бикарбонаты щелочей. В отдельных случаях удавалось констатировать после поливов повыше-

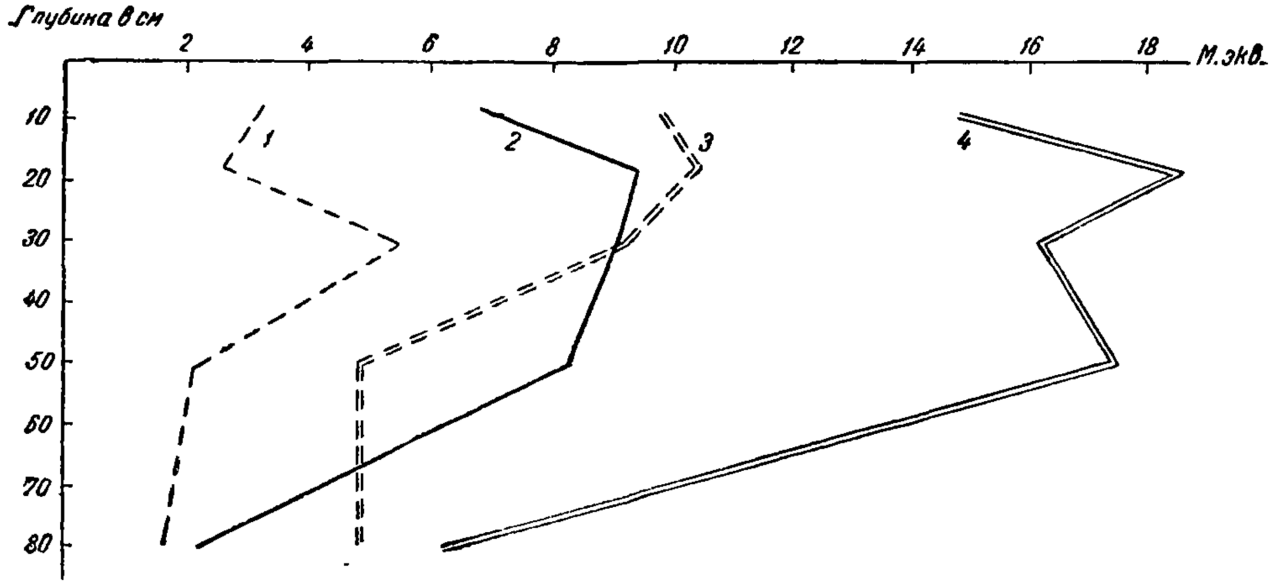


Рис. 26. Динамика щелочности почвенных растворов засоленных почв Ферганы при поливах:

1 — CO_3 до полива 7 июля 1940 г.; *2* — CO_3 после полива 10 июля 1940 г.; *3* — общая щелочность до полива 7 июля 1940 г.; *4* — общая щелочность после полива 10 июля 1940 г.

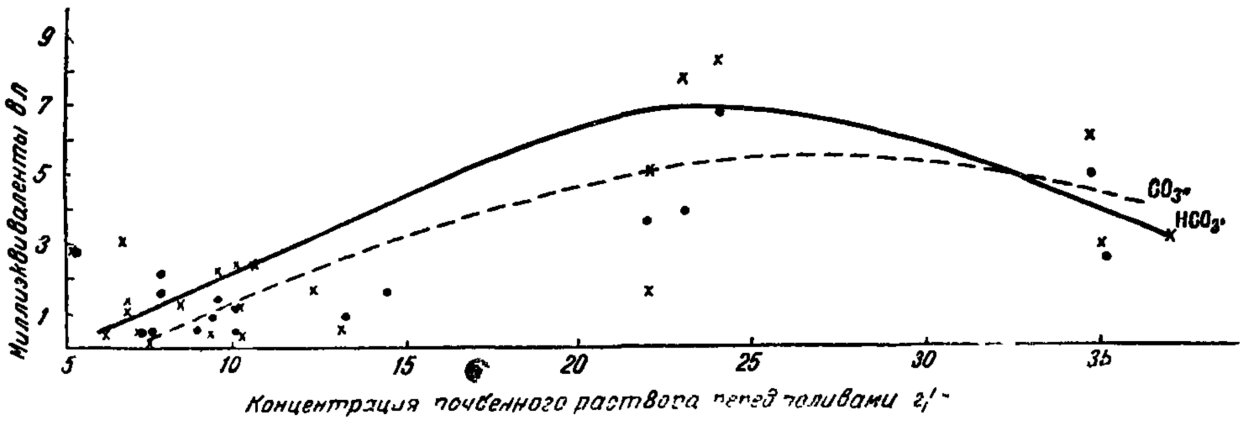


Рис. 27. Зависимость повышения щелочности почвенных растворов от концентрации перед поливами.

ние щелочности с помощью качественных реакций фенол-фталеином непосредственно на поверхности увлажненной поливом почвы.

Возможность выделения почвенных растворов современными методами позволила избежать нейтрализующего влияния гипса и этим не только уловить, но и доказать и проследить подробно динамику щелочности почвенного раствора в периоды до и после поливов.

Оказалось, что в незасоленных или слабозасоленных почвах повышение щелочности почвенного раствора после поливов почти не обнаруживается или обнаруживается в слабой степени лишь летом, когда даже незасоленные почвы несколько подвергаются сезонному засолению.

В почвах засоленных сдвиг щелочности в сторону повышения после каждого полива выражен весьма резко и достигает больших размеров.

Повышение щелочности после поливов в почвах сульфатных (ферганских) выражено более заметно, чем в почвах хлоридно-сульфатных (голодностепских).

Явление повышения щелочности почвенного раствора при поливах хорошо прослеживается в табл. 29, 30 и на рисунках 26,27. По этим данным можно видеть, что pH почвенных растворов засоленных почв с величины 7,5—8,0—8,5 повышается в первые дни после полива до 8,5—8,9, т. е. до величин уже несомненно токсических для корневой системы растений.

Одновременно общая щелочность почвенного раствора возрастает с 0,3 г/л HCO_3' до 0,6 и с 0,6 до 1,1 г/л HCO_3'. Щелочность от нормальных карбонатов повышается с 0,02—0,09 г/л CO_3'' до 0,17—0,19 г/л CO_3''.

Параллельно с увеличением сезонной засоленности почв в течение лета скачки щелочности в почвенных растворах после поливов увеличиваются.

Повышение щелочности после полива в засоленных почвах Ферганы и Голодной Степи в большинстве случаев прослеживается по всему профилю почвы. Наибольших размеров скачки повышения щелочности почвенных растворов достигают обычно в почвенных растворах верхних засоленных горизонтов профиля — на 4—6,8 м-экв HCO'_3. В нижних подпочвенных горизонтах повышение щелочности почвенных растворов после полива выражено слабее и достигает величины 1—2—3 м-экв HCO'_3.

Чем больше концентрация почвенного раствора перед поливом, тем больших размеров, до известных пределов и с некоторыми колебаниями, достигает после полива повышение щелочности и pH. Об этом можно судить по данным табл. 31 и рис. 27, где приведены величины повышения щелочности после полива в зависимости от концентрации почвенного раствора до поливов.

Как можно видеть из этих данных, повышение щелочности после полива в пределах концентрации почвенного раствора от 5 до 35 г/л находится в известной зависимости от концентрации почвенного раствора до полива.

Так, в почвенных растворах Ферганы, в слабоконцентрированных растворах 5—10 г/л повышение общей щелочности после полива выражается величинами 0,4—5,1 м-экв HCO'_3. В почвенных растворах высокой концентрации 17—32 г/л повышение щелочности после полива выражается уже величинами 4—12 м-экв. HCO'_3. В почненных растворах концентраций 66—80 г/л повышение общей щелочности достигает 4—5 м-экв HCO'_3. Подъемы щелочности от нормальных карбонатов также увеличиваются с увеличением концентрации почвенного раствора, бывшей перед поливом.

Несколько слабее это явление выражено в почвенных растворах Голодной Степи. Максимальных размеров повышение щелочности после поливов в почвенных растворах Ферганы (8—12 м-экв HCO'_3 и 6—7 м-экв CO''_3) достигает в пределах концентрации почвенного раствора перед поливом около 17—24 г/л. Максимальное повышение общей щелочности при

поливах в почвенных растворах Голодной Степи (3,6—4,7 м-экв HCO_3') достигается при концентрации почвенного раствора перед поливом около 15—20 г/л, а максимальное повышение щелочности от нормальных карбонатов (до 2—3 м-экв CO''_3) — при концентрациях почвенного раствора до полива 23—221 г/л.

Таблица 31

Зависимость повышения щелочности почвенных растворов от их концентрации перед поливом

Концентрация почвенного раствора перед поливом в г/л	Повышение общей щелочности после полива в м-экв HCO_3'	Повышение щелочности от нормальных карбонатов после полива в м-экв CO_3''	Концентрация почвенного раствора перед поливом в г/л	Повышение общей щелочности после полива в м-экв HCO_3'	Повышение щелочности от нормальных карбонатов после полива в м-экв CO_3''
Фергана			Фергана		
5,2	3,0	2,9	21,9	5,1	3,6
6,8	3,1	2,0	24,6	8,2	6,8
6,8	1,2	1,6	32,7	3,7	2,4
6,8	1,1	—	34,8	4,9	4,9
7,3	0,2	0,4	37,4	3,2	6,5
8,7	5,1	0,8	66,2	4,5	2,5
9,4	2,3	0,7	80,3	5,0	3,5
10,0	1,2	—			
10,0	0,4	1,4	Голодная Степь		
10,0	2,2	0,4	6,7	2,0	—
10,2	0,4	—	7,0	1,2	—
10,7	1,2	—	10,6	2,2	—
10,8	1,4	—	14,5	2,9	—
12,3	2,6	—	14,5	4,7	—
13,2	0,6	0,8	14,8	2,9	—
17,4	12,5	6,2	19,6	3,6	0,8
			23,7	—	2,1
			221,3	0,6	2,8

Анализируя поведение щелочности почвенных растворов после полива в связи с концентрацией почвенного раствора, можно видеть, что во многих случаях при увеличении щелочности происходит уменьшение концентрации почвенного раствора. Так, из 35 зарегистрированных случаев повышения щелочности почвенного раствора после поливов 16 совпадают с уменьшением концентрации почвенного раствора и 5 случаев не обнаруживают существенного изменения концентрации почвенного раствора. Однако в 14 остальных случаях повышения щелочности после поливов отмечается параллельное увеличение общей концентрации почвенного раствора. В ряде случаев повышение щелочности почвенного раствора не обнаруживается.

Возможно, что это является следствием того, что образцы почв для выделения раствора берутся через несколько дней после полива, когда

уменьшение концентрации солей в растворе, вызываемое поливом, полностью сглаживается и сменяется его повышением вследствие испарения и соленакопления. Не исключено, что вследствие этого наибольшие скачки щелочности почвенного раствора после полива нами не уловлены. Следует предполагать, что повышение щелочности после поливов тесно связано с разбавлением концентрированных почвенных растворов. Это подтверждается и тем, что в растворах слабо концентрированных это явление ослаблено, либо не улавливается вовсе.

Спустя 5—7 дней после подъема щелочность, однако, начинает постепенно уменьшаться. Это проявляется в уменьшении pH на 0,1—0,2 и в уменьшении титровальной щелочности. Однако, как pH, так и титровальная щелочность бывают летом и осенью заметно более высокими, чем весною. Уменьшение щелочности в течение межполивного периода может быть обязано ряду причин: доступу углекислоты воздуха, нейтрализующей раствор с повышенной щелочностью, испарению влаги, обусловливающей обратное повышение концентрации почвенного раствора, и обратному течению реакций гидролиза и диссоциации.

Само повышение щелочности концентрированных почвенных растворов в момент полива, т. е. в момент разбавления их, недостаточно ясно в отношении причин, вызывающих его. По всей вероятности, оно обязано диссоциации и гидролизу карбонатов щелочных земель и щелочей, присутствующих до полива в концентрированном почвенном растворе в недиссоциированной и негидролизованной форме, по реакциям следующего направления:

$$Na_2CO_3 \rightleftarrows 2Na^{\cdot} + CO_3''$$

$$2Na^{\cdot} + CO_3'' + 2H^{\cdot} + 2OH' \rightleftarrows H_2CO_3 + 2NaOH$$

$$NaOH \rightleftarrows Na^{\cdot} + OH'$$

Подщелачивание почвенного раствора под влиянием поливов имеет большое значение в почвообразовательных процессах и в определении агрономических свойств почвы. Высокая щелочность почвенного раствора, достигающая после поливов, как мы отметили выше, 9 pH, может вызвать в течение нескольких часов гибель культурных растений, особенно в стадии их всходов. Такие случаи известны в истории хлопководства Средней Азии, но они не были в достаточной степени объяснены (Бушуев, Курбатов).

Повышенная щелочность вызывает дезагрегацию почвы, временную пептизацию почвенных коллоидов и интенсивное поступление в растворы кремнекислоты и соединений алюминия. Последнее чисто физико-химическое явление сопровождается утратой почвой агрономически ценной структуры ее и повышением объемного веса почвенной массы пахотного горизонта. При этом, повидимому, происходит также частичная миграция пептизированных коллоидных частиц в нисходящем направлении.

В совокупности это ведет к ухудшению физических свойств пахотного горизонта и к образованию уплотненного подпахотного обогащенного коллоидами и кремнекислотой горизонта.

Для более детального исследования этого своеобразного и чрезвычайно важного в практике орошения явления, П. И. Шаврыгин провел эксперимент, отчетливо рисующий и объясняющий динамику щелочности почвенного раствора под влиянием его разбавления. Результаты этого опыта показаны в табл. 32.

Исходный почвенный раствор имел pH 7,98 и концентрацию 325,8 г/л. Последовательным добавлением к нему дестиллированной воды в количестве — в начале 5, затем 10 см³ pH раствора был поднят до 8,93, затем 9,18. Дальнейшее добавление дестиллированной воды к этому же раствору в количествах 30, 130, 260 см³ не изменяло реакции среды и pH оставался на уровне 9,18. Лишь по доведении количества прибавленной воды до 410 см³ и выше pH раствора начал постепенно очень медленно опускаться, вначале до 8,92, затем при разбавлении раствора до 2210 см³ — до pH 8,02.

Таблица 32

Изменение pH почвенного раствора солончака при разбавлении

Почвенный раствор, взятый для разбавления в см³	Прибавленная вода в см³	pH
15	0	7,98
15	5	8,93
15	10	9,18
15	30	9,18
15	130	9,18
15	260	9,18
15	410	8,92
15	870	8,60
15	1210	8,24
15	1710	8,02
15	2210	8,02

Таким образом, при разбавлении почвенного раствора в 1,5, 2, 10 и 15 раз его щелочность повышалась до резкощелочного интервала, и только разбавление примерно в 100 раз снизило повышающуюся щелочность до величины 8,02, физиологически безвредной.

Эти эксперименты отчетливо показывают, что основным фактором роста щелочности почвенных растворов является исходная их высокая концентрация (что имеет место при недопромывках осваиваемых засоленных почв) и недостаточное разбанление почвенных растворов поливной водой, вызывающее резко выраженное явление гидролиза щелочных солей раствора.

Повышение щелочности при промывках солончаков в Голодной Степи давно подмечено И. Е. Елсуковым. А. С. Эзафовичем это же подмечено при культуре на солончаках риса. Для борьбы с этим явлением при культуре риса на сильнозасоленных почвах А. С. Эзафович рекомендует усиленную подачу свежей воды, т. е. разбавление и сброс щелочной воды, угнетающей рис. Изучение почвенного раствора на поливных чеках с угнетенным пожелтевшим рисом, проведенное в 1941 г., действительно установило повышенную щелочность. Таким образом, повышение щелочности почвенных растворов при поливе является важнейшим практическим вопросом при освоении засоленных почв.

Недопромывка солей на засоленных почвах в последующем при поливах будет вызывать резкое повышение щелочности среды, угнетение, а иногда и гибель культурных растений в межполивные периоды. Поэтому

недопромывка солончаков не должна допускаться. Засоленные участки на орошаемых полях необходимо поливать несколько повышенными нормами, для того, чтобы вызвать дополнительное выщелачивание солей почв из корнеобитаемых горизонтов и для того, чтобы снизить повышение щелочности при поливах.

Поливы сверхмалыми поливными нормами на засоленных почвах после длительных межполивных периодов и сильного пересыхания почвы, что ведет к повышению концентрации почвенного раствора, могут оказаться недостаточными и лишь вызовут сильное повышение щелочности почвенного раствора, обусловливая тем самым угнетение культурных растений.

В практике культуры риса на сильнозасоленных почвах необходимо обеспечить, как это правильно рекомендует А. С. Эзафович, особенно в начальные периоды, достаточно высокий объем и интенсивный ток воды, с тем, чтобы наступающее повышение щелочности поливной воды в почве и на поверхности рисового участка было ослаблено и парализовано.

д) Динамика солей в почвенных растворах незасоленных почв Ферганы

Процессы формирования минерализации почвенного раствора можно отчетливо проследить на примере Ферганы и Голодной Степи, изученных нами. В табл. 33 принедены результаты изучения водносолевого режима незасоленной луговой почвы (площадка № 9, опытная станция Федченко).

В конце мая 1940 г. количество легкорастворимых солей в верхних горизонтах профиля по данным водной вытяжки не превышало в этих почвах 0,4—0,7%, в том числе доля хлоридов была не выше 0,01% Cl'. Наибольшая доля в составе солей, переходящих в водную вытяжку, падала на гипс. На этих почвах были лучшие всходы хлопчатника по их внешнему виду, дружному появлению и дальнейшему развитию.

В течение вегетационного периода общее содержание легкорастворимых солей в почвах по водной вытяжке оставалось в общем на том же уровне, подвергаясь небольшим колебаниям в период после поливов. Лишь к осени наметилось увеличение солей до 0,6—0,9 % в верхних пахотных горизонтах. В поверхностной корочке 0—2 см в отдельных случаях количество солей поднималось до 1,6%, в гипсоносных горизонтах глубже 35 см водные вытяжки также обнаруживали повышенное содержание солей, доходящее до 1,2—1,3%, что необходимо поставить в связь с нахождением здесь гипса.

Вегетация хлопчатника и его созревание в районе этой площадки были наилучшими в сравнении с остальными частями поля.

В тот же период конца мая 1940 г. концентрация почвенного раствора по профилю на почвах площадки № 9 была везде в пределах не выше 5,6—9,4 г/л при концентрации солей в грунтовой воде 4,3 г/л.

Таким образом, можно видеть, что концентрация почвенных растворов в этих незасоленных почвах лишь в дна раза превышала концентрацию солей в грунтовых водах.

Таблица 33

Динамика солей почвенного раствора орошаемой незасоленной почвы Ферганы (площадка № 9)

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность		Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность в %
		от норм. карб. CO_3	общая HCO_3							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
28 мая 1940 г. перед поливом										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	6,44	0,04	0,33	0,86	3,68	0,77	0,67	0,39	0,05	23,79
12—25	7,68	Нет	0,19	0,27	4,53	0,74	0,41	0,48	0,51	21,92
25—35	9,40	Нет	0,19	0,31	6,44	0,61	0,95	0,15	0,77	23,52
35—65	8,90	Нет	0,22	0,25	6,57	0,61	0,98	0,15	0,74	28,08
65—100	5,60	0,02	0,18	0,18	4,28	0,59	0,40	0,17	0,69	28,71
Грунт. вода 89 см	4,39	0,02	0,17	0,12	2,80	0,51	0,35	0,04	0,21	—
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,64	1,92	11,41	36,02	18,03	26,00	4,71	1,19	—
12—25	—	Нет	1,54	3,65	44,82	17,63	15,98	5,85	10,52	—
25—35	—	Нет	1,11	3,04	45,85	10,50	26,74	1,23	11,53	—
35—65	—	Нет	1,24	2,47	46,30	10,39	27,43	1,22	10,96	—
65—100	—	0,42	1,15	2,72	45,70	15,24	16,91	2,33	15,53	—
Грунт. вода 89 см	—	0,57	1,68	2,68	45,07	19,69	22,53	0,81	6,96	—
11 июня после полива										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	8,78	0,03	0,26	1,84	3,09	1,05	0,71	0,34	Не обн.	16,62
12—25	3,96	0,01	0,21	0,30	2,17	0,55	0,33	0,15	Не обн.	22,30
25—35	4,82	Следы	0,16	0,19	2,76	0,61	0,30	0,13	0,14	22,95
35—65	5,10	0,01	0,17	0,22	3,02	0,59	0,39	0,06	0,19	27,12
Грунт. вода 100 см	3 84	Следы	0,15	0,11	2,45	0,51	0,26	0,03	0,20	—
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,51	1,28	21,48	26,69	21,93	24,42	3,68	Нет	—
12—25	—	0,35	2,65	7,21	38,99	23,64	23,76	3,40	Нет	—
25—35	—	Следы	2,03	4,20	43,77	23,39	19,13	2,66	4,81	—
35—65	—	0,23	1,70	4,39	43,62	20,60	22 29	1,18	5,92	—
Грунт. вода 100 см	—	Следы	2,19	2,83	44,97	22,44	18,79	0,82	7,94	—

Продолжение табл. 33

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность: от норм. карб. CO_3	Щелочность: общая HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность в %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
7 июля — перед поливом										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	6,62	0,04	0,35	0,30	4,73	0,92	0,62	0,19	0,25	15,10
12—25	6,80	0,06	0,31	0,35	4,80	0,94	0,67	0,19	0,17	16,55
25—35	6,82	0,04	0,26	0,39	3,83	0,73	0,63	0,08	0,11	17,89
35—65	6,64	0,02	0,20	0,18	4,20	0,61	0,60	0,09	0,30	23,75
65—100	5,82	0,02	0,18	0,15	4,09	0,66	0,49	0,10	0,36	27,73
100—130	5,19	0,03	0,20	0,15	3,65	0,66	0,39	0,08	0,35	32,15
Грунт. вода 110 см	3,82	Следы	0,17	0,11	2,47	0,54	0,25	0,04	0,20	—
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,73	1,82	3,80	43,65	20,42	22,53	2,17	4,85	—
12—25	—	0,89	1,34	4,35	43,43	20,45	24,03	2,13	3,39	—
25—35	—	0,86	1,40	5,89	41,86	19,13	27,15	1,13	2,59	—
35—65	—	0,42	1,28	2,76	45,53	15,97	25,96	1,30	6,80	—
65—100	—	0,44	1,22	2,42	45,91	17,87	22,01	1,45	8,65	—
100—130	—	0,73	1,22	2,57	45,47	19,81	19,56	1,35	9,28	—
Грунт. вода 110 см	—	Следы	2,49	2,79	44,72	23,45	17,96	0,97	7,61	—
10 июля — после полива										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	6,85	0,03	0,33	0,31	3,78	0,73	0,58	0,20	0,08	21,63
12—25	6,09	0,01	0,41	0,27	3,84	0,64	0,62	0,14	0,16	22,07
25—35	7,28	0,04	0,35	0,23	4,09	0,60	0,67	0,13	0,19	21,17
35—65	8,03	0,02	0,18	0,18	5,33	0,64	0,88	0,09	0,26	27,54
65—100	6,33	Следы	0,13	0,18	3,94	0,61	0,54	0,11	0,25	29,34
Грунт. вода 89 см	4,97	Следы	0,13	0,14	3,17	0,50	0,42	0,03	0,25	—
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,66	2,31	4,71	42,32	19,62	25,59	2,89	1,91	—
12—25	—	0,22	3,12	4,12	42,54	17,15	27,10	1,97	3,80	—
25—35	—	0,85	2,11	3,35	43,70	15,53	28,34	1,72	4,40	—
35—65	—	0,34	0,95	2,14	46,56	13,55	30.56	1,07	4,81	—
65—100	—	Следы	1,26	2,85	45,89	17,14	25,03	1,58	6,25	—
Грунт. вода 89 см	—	Следы	1,56	2,83	45,62	17,54	24,17	0,53	7,76	

Продолжение табл. 33

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность: от норм. карб. CO_3	Щелочность: общая HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность в %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
10 августа — перед поливом										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	9,46	0,01	0,27	0,86	4,04	0,87	0,78	0,16	—	13,71
12—25	10,27	0,03	0,27	0,68	5,10	0,75	0,99	0,13	0,17	14,22
25—35	10,78	0,03	0,25	0,61	5,72	0,53	1,14	0,10	0,39	16,39
35—65	13,26	0,01	0,18	0,77	7,29	0,64	1,45	0,09	0,51	17,54
65—100	6,29	0,02	0,18	0,10	4,12	0,64	0,59	0,07	0,21	25,61
100—150	4,68	0,03	0,20	0,13	3,01	0,04	0,33	0,06	0,19	30,76
Грунт. вода 123 см	3,79	00,1	0,13	0,08	2,57	0,52	0,26	0,05	0,20	—
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,17	1,81	10,78	37,23	19,26	28,67	1,89	0,17	—
12—25	—	0,47	1,25	7,41	40.86	14,51	31,29	1,34	2,84	—
25—35	—	0,44	1,02	6,19	42,35	9,56	33,32	0,96	6,16	—
35—65	—	0,12	0,75	6,14	42,98	9,16	33,85	0,67	6,33	—
65—100	—	0,45	1,23	1,67	46,65	17,38	26,53	1,07	5,02	—
100—150	—	0,88	1,47	2,65	45,00	22,97	19,77	1,12	6,15	—
Грунт, вода 123 см	—	0,35	1,51	1,94	46,20	22,66	18,41	1,14	7,79	—
10 августа — после полива										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	9,88	0,04	0,41	0,52	4,76	0,80	0,87	0,14	0,11	23,29
12—25	8,20	0,02	0,30	0,26	4,81	0,71	0,73	0,12	0,31	23,60
25—35	13,77	0,03	0,32	0,92	7,04	0,74	1,45	0,14	0,40	23,76
35—65	13,52	0,03	0,22	0,66	7,82	0,64	1,58	0,35	0,30	19,92
65—100	10,84	0,04	0,32	0,31	5,58	0,80	1,18	—	—	—
100—130	5,75	Следы	0 10	0,15	3,51	0,66	0,46	0.09	0,12	29,85
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,68	2,12	6,12	41,08	16,73	29,75	1,52	2,00	—
12—25	—	0,36	1,82	3,36	44,45	15,76	26,75	1,45	6,05	—
25—35	—	0,35	1,15	7,30	41,19	10,43	33,53	1,07	4,97	—
35—65	—	0,39	0,65	5,09	43,93	8,72	35,25	2,48	3,55	—
100—130	—	Следы	1,04	2,72	46,24	20,94	23,97	1,61	3,48	—

Продолжение табл. 33

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность: от норм. карб. CO_3	Щелочность: общая HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность в %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
				29 сентября						
				В граммах на 1 л почвенного раствора						
12—25	7,22	0,02	0,27	0,66	3,90	0,80	0,65	0,09	0,17	14,59
25—35	7,17	0,02	0,40	0,66	3,89	0,80	0,68	0,12	0,15	16,50
35—65	6,40	0,03	0,21	0,52	3,47	0,59	0,64	0,03	0,17	16,95
65—100	7,35	0,02	0,15	0,46	4,41	0,53	0,88	0,07	0,14	21,34
100—150	5,16	Следы	0,18	0,19	3,31	0,54	0,46	0,08	0,12	23,34
Грунт. вода 162 см	4,88	0,06	0,29	0,06	3,05	0,53	0,43	0,04	0,15	—
				В % от суммы м-экв						
12—25	—	0,35	1,77	8,92	38,95	19,34	25,82	1,12	3,72	—
25—35	—	0,34	2,79	8,74	38,13	18,81	26,62	1,49	3,07	—
35—65	—	0,61	1,34	8,13	39,93	16,30	29,06	0,52	4,12	—
65—100	—	0,34	0,86	6,11	42,69	12,39	33,86	0,87	2,89	—
100—150	—	Следы	2,02	3,71	44,27	18,74	26,09	1,45	3,72	—
Грунт. вода 162 см	—	1,39	1,97	1,33	45,27	19,03	25,37	0,85	4,77	—

Наибольшую концентрацию почвенные растворы имели на глубинах 25—35 и 35—65 см (8,9—9,4 г/л). Самые верхние горизонты были несколько опреснены за счет предшествовавших атмосферных осадков и предпосевных поливов. Тем не менее наибольшие концентрации хлоридов обнаруживаются все-таки в пахотном горизонте, хотя абсолютно они остаются очень небольшими — 0,27—0,86 г/л, при концентрации Cl' в грунтовых водах 0,12 г/л. Концентрация SO_4'' колеблется в пределах 3,6—6,5 г/л при концентрации его в грунтовой воде 3,8 г/л. Таким образом, и сульфаты обнаруживают максимум в подпахотных горизонтах.

Сопоставляя между собою содержание в почвенных растворах Na, $Mg^{\cdot\cdot}$, Cl', SO_4'', можно видеть, что сульфаты находятся в подпахотных горизонтах, главным образом, в форме $MgSO_4$ и Na_2SO_4, так как $Mg^{\cdot\cdot}$ и Na также имеют повышенную концентрацию в подпахотных горизонтах. Максимальная концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ приходится на поверхностные горизонты.

Наиболее интересно будет проследить процентное соотношение м-экв отдельных ионов от их суммы по профилю почвы от грунтовой воды до поверхности. Судя по соотношению Cl', SO_4'' и HCO_3', раствор грунтовой воды в мало измененном состоянии заполняет нижнюю часть профиля почвы примерно до глубины 35 см.

Катионы обнаруживают менее определенную картину. Однако, можно видеть, что с высотой поднятия растворов грунтовой воды в профиле почвы процентное содержание $Ca^{\cdot\cdot}$ по профилю вплоть до горизонта 25—35 см закономерно падает с 19,6 до 10,5%, а содержание $Mg^{\cdot\cdot}$, $K^{\cdot}$ и $Na^{\cdot}$, хотя и не совсем закономерно и с отдельными отклонениями, но повышается соответственно от 22,5 до 27,4, от 0,8 до 2,3—1,2, от 6,9 до 15,3—11,5% (от суммы м-экв ионов почвенного раствора).

Таким образом, уже в почвах, являющихся наименее засоленными в условиях Центральной Ферганы и затронутых процессами рассоления, мы обнаруживаем закономерности, которые теоретически ожидали и которые выше охарактеризованы: выпадение из растворов карбонатов и сульфатов Ca и накопление в растворах наиболее растворимых солей хлоридов и сульфатов Mg и Na.

Полив, который был дан после 28 мая, не внес существенных изменений в концентрацию и состав почвенного раствора этой почвы. К 1 июня наметилось лишь некоторое увеличение его концентрации в верхних 2—12 см за счет хлоридов Mg. Это особенно резко видно в изменении процентного соотношения ионов в составе суммы их м-экв. Почти по всему профилю от 2 до 65 см отмечается заметное увеличение доли участия Cl' и $Mg^{\cdot\cdot}$ в сумме ионов, с одновременным уменьшением доли участия сульфатов. В некотором противоречии стоит одновременное увеличение доли участия $Ca^{\cdot\cdot}$, что, впрочем, может быть объяснено повышением растворимости гипса при повышении содержания $MgCl_2$ и NaCl.

Более чем через месяц, несмотря на очередной полив, в результате значительного расходования почвенной и грунтовой влаги на испарение, происходит общее увеличение концентрации солей в грунтовых водах и почвенных растворах. Так, концентрация солей в грунтовой воде к 10 июня поднялась с 3,8 до 4,97 г/л. Концентрация почвенного раствора по всему профилю также поднялась в среднем на 2—3 г/л и выражается величинами порядка 6—8 г/л.

Это увеличение общей концентрации почвенного раствора произошло лишь в небольшой степени от хлоридов, а главным образом за счет сульфатов Mg и Na. Соответственно в сумме ионов солей, особенно в верхних горизонтах, наметилось очень сильное увеличение процентного содержания SO_4'', $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$ при одновременном уменьшении содержания $Ca^{\cdot\cdot}$ и $K^{\cdot}$.

Спустя месяц, к 10 августа, параллельно с нарастанием процесса расходования грунтовых вод на испарение и опусканием их уровня намечается дальнейшее увеличение концентрации солей в почвенном растворе всего профиля. Сухой остаток в почвенном растворе достигает в верхних 65 см концентрации 9,5—13,2 г/л, т. е. величин уже довольно больших. Это увеличение идет и за счет хлоридов, так как концентрация Cl' начинает приближаться уже в этих горизонтах к 1 г/л, и за счет сульфатов, судя по концентрации SO_4'', величина которой достигает уже 4—5—7,2 г/л. Содержание $Ca^{\cdot\cdot}$ в растворе, как и следовало ожидать, почти не растет, так как концентрация гипса и бикарбонатов Ca, повидимому,

уже давно была близка к состоянию насыщения раствора. Концентрация же $Mg^{\cdot\cdot}$ подверглась очень заметному увеличению, в отдельных точках профиля превышая 1 г/л. Тем не менее и на этом этапе нельзя отметить каких-либо резко выраженных признаков угнетения развития и роста хлопчатника.

Исходя из этого, мы вправе считать, что концентрация почвенных растворов для условий Ферганы при резко выраженном сульфатном засолении в количествах до 10—13 г/л оказывается физиологически еще безвредной для хлопчатника.

Полив, произведенный в районе площадки № 9 между 10 и 13 августа, не вызвал существенного опреснения почвенного профиля. Наоборот, в пахотном горизонте, и особенно в его верхушке 0—2 см, наметилось некоторое увеличение количества легкорастворимых солей, в особенности $MgCl_2$.

К концу вегетационного периода сезонное соленакопление себя не обнаружило; сумма легкорастворимых солей, переходящих в водную вытяжку, была даже несколько меньше, чем весной, в мае.

За этот же период времени от августа до поздней осени концентрация почвенного раствора после достигнутых максимальных величин 9—10 г/л заметно опустилась, что необходимо приписать опреснению профиля к осени и общему увеличению влажности его за счет опресненной капиллярной воды снизу.

Хотя августовский полив (10—13 августа) оказал лишь очень небольшое влияние на понижение концентрации почвенного раствора пахотного горизонта в связи с тем, что количество солей в профиле почв было уже увеличено в сравнении с весной, он вызвал некоторый подъем щелочности, что в период более ранних поливов при меньшей засоленности не обнаруживалось.

Несмотря на очень слабое уменьшение концентрации почвенного раствора при поливе в августе, в соотношении ионов между собой этот полив вызвал благоприятные изменения, выражающиеся в уменьшении доли Cl' при одновременном увеличении $-SO_4''$ и $K^{\cdot}$.

Подводя итоги рассмотрению режима почвенных растворов незасоленных луговых почв Центральной Ферганы за вегетационный период, можно отметить следующее:

1. Общая концентрация солей в почвенном растворе в период весны и начала лета выражается в профиле величинами порядка 5—9 г/л с нахождением максимума ниже пахотного горизонта.

2. В разгар летнего иссушения почвы и максимального испарения почвенных вод концентрация почвенных растворов в пахотных горизонтах поднимается не выше 9,5—10,3 г/л, а в подпахотных— не выше 13,5—13,7 г/л.

3. В первые периоды вегетации хлопчатника, пока сезонное соленакопление полностью не выражено, очередные поливы не вызывают какого-либо увеличения щелочности почвенного раствора.

4. Несмотря на очень небольшое содержание солей в почве, в почвенных растворах обнаруживается параллельное сезонному соленакоплению увеличение содержания Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$.

5. Поливы в той или иной степени вызывают разбавление почвенного раствора с изменением качественного соотношения ионов в пользу относительного увеличения доли $Ca^{\cdot\cdot}$, SO_4'' и уменьшения доли Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$, $Na^{\cdot}$.

е) Динамика солей в почвенных растворах слабозасоленных почв Голодной Степи

Судя по данным, приведенным в табл. 34 (площадка № 2), концентрация почвенного раствора в слабозасоленных почвах Голодной Степи весной близка к тем величинам, которые были установлены для незасоленных почв Ферганы, 6,7—10,6 г/л. Исключением является поверхностный горизонт 0—5 см, в котором концентрация солей к 26 мая 1941 г. достигла 15,7 г/л.

Отражая зимнее рассоление почвенного профиля, максимальная концентрация почвенного раствора по профилю обнаруживается (исключая поверхность) на глубине 40—60, 60—80 см, где, несмотря на наибольшую для профиля влажность, сумма солей в растворе равна 10,6—9,9 г/л. В более высоких горизонтах 5—10 см и 10—20 см концентрация раствора значительно меньше — 6,7—7,0 г/л.

Концентрация Cl' в этот же период, в отличие от ферганских засоленных почв, достигает и в грунтовых водах и в почвенных растворах заметных величин порядка 1,0—1,5 г/л в нижней части профиля.

Щелочность почвенных растворов оказывается несколько больше, чем щелочность растворов незасоленных почв Ферганы, и нигде не опускается по профилю меньше 0,23 г/л HCO'_3.

Максимальные величины щелочности — (0,36—0,51 г/л HCO'_3) — обнаруживаются в верхних 0—5 и 5—10 см.

Своеобразным является профиль распределения pH раствора. Его поведение обратно поведению общей щелочности, и максимальные величины pH 7,95—7,90 обнаруживаются в горизонтах, имеющих меньшую щелочность (0.23 HCO_3' и 0,29 HCO_3' г/л), в то время как верхние горизонты, имеющие наибольшую щелочность, характеризуются pH 7.67—7.7.

Первый полив, который был дан в начале июня, вызвал сильное поднятие грунтовой воды с 175 см до 100 см и значительно увеличил влажность верхних горизонтов почв. Однако, концентрация почвенного раствора в верхних 0—5 см и 5—10 см увеличилась довольно заметно, хотя на глубине 10—20 и 20—40 см и глубже она практически осталась без изменений. В грунтовой воде количество солей не возросло. Щелочность после полива повысилась, исключая поверхностный слой, и достигла в ряде горизонтов 0,42—0,48 г/л HCO'_3. Соответственно и pH, перед поливом не достигавший нигде величины 8,0, после полива в слое 5—10 см достиг величины 8,1, отражая общее повышение щелочности.

Повышение концентрации почвенного раствора после полива в верхних 10 см произошло, конечно, не в первый момент после полива, а позже,

к моменту взятия пробы почвы (через 3 дня), когда иссушение почвы и подтяжка солей уже сгладили влияние полива.

К моменту второго полива, вследствие пересыхания почвы и подтяжки солевых растворов снизу, произошло сильное общее увеличение концентрации почвенного раствора по всему профилю, достигнувшее 13,7—15,6 г/л в верхних 60 см. Большей величины достигла к этому времени также и концентрация Cl', составляя 1,8—3,3 г/л на этих же глубинах. Общая щелочность поддерживалась на достаточно большой высоте, достигая величины 0,43—0,57 г/л HCO_3' при pH 7,8—8,0.

После полива ко 2 июля 1941 г. наметилось небольшое опреснение верхних 10 см. В более глубоких горизонтах вплоть до 60 см концентрация почвенного раствора несколько возрасла за счет вмывания солей сверху. Полив не смог остановить, однако, нарастающего увеличения концентрации Cl' в почвенном растворе, которая в пределах пахотного горизонта достигла уже 3—5 г/л, а в подпахотных горизонтах нигде не была меньше 0,9 г/л.

Общая щелочность подверглась резкому повышению и достигла в поверхностном 5-см горизонте 1,3 г/л, а в пределах всего пахотного горизонта 0,6—0,7 г/л HCO_3'. Соответственно pH выражается на этих же глубинах величинами 8,1—8,2.

Спустя 5 дней после этого срока влияние полива не только почти полностью исчезло, но концентрация и состав почвенных растворов достигли уже величин, свойственных сильнозасоленным почвам. Грунтовая вода попрежнему имела концентрацию, близкую к весенней — 7 г/л. Но концентрация почвенного раствора по профилю лишь на глубине 40—60, 60—100 см выражалась величиной 15—16 г/л. В верхней же корнеобитаемой части профиля концентрация почвенного раствора достигла всюду величины 20—24 г/л, а в поверхностном слое 0—5 см — 66,6 г/л.

Напомним здесь, что в солевом режиме ферганских почв мы никогда не сталкивались с такими быстрыми и резкими увеличениями концентрации почвенных растворов после поливов; щелочность почвенного раствора в сравнении с первыми днями после полива подверглась заметному уменьшению, хотя величины pH оставались в пределах 7,9—8,14.

Следует также отметить начавшееся после первого полива постепенное накопление в почвенном растворе NO'_3, концентрация которого к 7 июля достигла уже 3,3 г/л. К 2—8 июля наметилось явное угнетение хлопчатника солями, и концентрацию почвенного раствора в пахотном слое 66—25 г/л необходимо рассматривать уже как вредную.

Через месяц, 9 августа, к третьему поливу концентрация почвенного раствора достигла максимальных за время вегетационного периода величин, которые свойственны были сильнозасоленным почвам в Фергане. В верхних 0—5 см сумма солей в почвенном растворе достигала 161 г/л при 45 г/л Cl' и 4,2 г/л NO_3'. В пахотном горизонте общая концентрация солей в растворе была 28—36 г/л при содержании Cl' 4—9 г/л. В более глубоких горизонтах и общая концентрация солей и концентрация Cl' также были высокими; лишь на глубине 100—150 см сохранилась

опресненная зона с концентрацией раствора 9,6 г/л, что обязано было уже влиянию грунтовой воды.

Следует, однако, отметить, что щелочность почвенного раствора продолжала оставаться довольно высокой и даже имела тенденцию к повышению в некоторых горизонтах. Во всяком случае, в пределах пахотного горизонта она выражалась величинами 0,58—0,89 г/л HCO'_3; pH же раствора по всему профилю выражалось пределами 8,51—8,77.

После третьего полива (через 1 день) к 17 августа 1941 г. произошло уменьшение концентрации почвенного раствора в верхних горизонтах (до 141—22—17 г/л). Однако, концентрация Cl' в почвенных растворах по всему профилю продолжала неуклонно расти, достигнув в слое 0—5 см 67 г/л.

В отличие от предшествующих случаев, здесь очередной полив не вызвал повышения щелочности.

Через 5 дней после полива (21 августа) существенных изменений в концентрации и составе почвенных растворов почти не произошло. Отмечается лишь некоторое уменьшение концентрации Cl' и некоторое увеличение общей щелочности.

К концу вегетационного периода, к 10 октября 1941 г., концентрация почвенных растворов еще раз достигла величин, бывших в августе: в горизонте 0—5 см 150,9 г/л, в пахотном горизонте 26—30 г/л и в глубинных подпахотных горизонтах 11—19 г/л.

Щелочность почвенных растворов, исключая верхний слой 0—5 см, по всему профилю сильно упала, не поднимаясь выше 0,48 г/л HCO_3', хотя pH раствора оставалось высоким — 8,24—8,50.

Влажная зима 1941/42 г. вызвала очень резкое изменение состояния почвенного раствора изучаемой почвы. В верхних горизонтах почвы 0—5, 5—10 см концентрация почвенного раствора со 150—30 г/л осенью 1941 г. опустилась к середине февраля 1942 г. до 6—13 г/л. Максимум концентрации почвенного раствора опустился на глубину 20—40 см (31 г/л). В наибольшей степени уменьшилась концентрация Cl', Na' и Mg'', количество которых в почвенных растворах выражается лишь десятыми долями процентов.

В течение зимы и ранней весны, таким образом, произошло сильное разбавление концентрированных осенних почвенных растворов, их выщелачивание в глубокие горизонты почвы и в грунтовую воду. Об этом же свидетельствует высокая влажность верхних горизонтов почвы, достигающая в феврале 24—29% величины, близкой к предельной полевой влагоемкости.

Соответственно произошли глубокие изменения качественного состава солей в почвенных растворах верхних горизонтов почвы. Доля хлоридов с 40—44 уменьшилась до 5—10% суммы м-экв. Содержание солей натрия упало с 30—40% до 20—16%, в то время как относительное содержание сернокислых солей увеличилось с 52—60% до 84—86%. Увеличение доли сульфатов в составе солей почвенного раствора в течение зимы произошло за счет солей кальция и калия, относительная

доля которых увеличилась: Ca с 2—10% до 20—30% и K с 3 до 7—17%.

В процессе зимнего выщелачивания и опреснения почвенных растворов солончаковых почв происходит значительное улучшение агрофизиологических условий в почве, обязанное сильному уменьшению общей концентрации почвенного раствора, снижению доли хлоридов Na и Mg и увеличению доли сернокислого Ca и бикарбонатов Ca.

Специфическая задача агротехники на засоленных землях в дальнейшем — сохранить в течение вегетативного периода возможно более продолжительное время сезонную рассоленность почв, остановив или ослабив летнее сезонное засоление. Кроме систематического поддержания почвы в рыхлоструктурном состоянии для уменьшения испарения, очень большое значение в этом смысле имеют вегетационные поливы, каждый из которых, хотя и в ослабленной степени, должен вызывать аналогичные изменения в концентрации и составе почвенного раствора. Но, как видно из рассмотрения предшествовавшего материала, вегетационные поливы, вследствие недостаточной тщательности их проведения и неровности поля, во многих случаях вызывают лишь слабое и кратковременное уменьшение концентрации почвенного раствора, а иногда за счет вмывания солей из поверхностной корки даже увеличивают концентрацию почвенного раствора.

Вообще регулирование солевого режима засоленных почв, имеющих близкие (100 см) к поверхности грунтовые воды, является делом чрезвычайно сложным, так как даже слабое испарение весной вызывает сильное засоление почвы и повышение концентрации почвенного раствора. Это можно видеть по заключительным данным табл. 34 на 4 мая 1942 г. Концентрация почвенного раствора в пахотном горизонте к этому времени вновь поднялась до 14—20 г/л, главным образом, за счет интенсивного накопления хлористого Na и сернокислого Mg.

Сопоставляя концентрацию почвенного раствора весной 1942 г. с концентрацией почвенного раствора весной 1941 г., можно видеть, что почти по всем солям степень засоленности почвенного раствора в 1942 г. превышает степень засоленности 1941 г., свидетельствуя о развитии вторичного засоления.

Из рассмотрения динамики солей в почвенных растворах слабозасоленных почв Золотоордынского района Голодной Степи необходимо сделать следующие выводы:

1. Концентрация солей в почвенных растворах в конце зимы является минимальной (4—13 г/л), а в составе солей в этот период преобладают сульфаты.

2. Майская концентрация солей в почвенных растворах в условиях 1941—1942 гг. равна 6,5—10,9 г/л и 12—20 г/л с максимумом в слое 0—5 см. В этот период роль хлоридов Na и Mg в составе солей почвенного раствора возрастает и абсолютно и относительно при одновременном относительном уменьшении доли SO_4'', $Ca^{\cdot\cdot}$, $K^{\cdot}$.

3. В межполивные периоды в августе и в конце вегетационного периода в октябре, вследствие быстрого капиллярного подъема грунтовых вод

Таблица 34

Динамика солей почвенных растворов орошаемых слабозасоленных почв Голодной Степи (площадка № 2)

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность от норм. карб.	Щелочность общая	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность в %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
26 мая 1941 г. — перед поливом											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	15,78	Не обн.	0,51	3,76	4,52	Не опред.	1,13	1,35	0,61	0,56	13,04
5—10	6,72	»	0,36	0,53	3,49	»	0,90	0,49	0,24	0,04	20,61
10—20	7,05	»	0,23	0,66	4,16	»	0,91	0,52	0,23	0,32	21,16
20—40	7,74	»	0,23	1,04	3,86	»	0,81	0,57	0,16	0,49	21,15
40—60	10,60	»	0,29	1,43	5,32	»	0,79	0,94	0,21	0,77	23,39
60—80	9,99	»	0,24	1,40	4,91	»	0,74	0,98	0,19	0,52	32,06
80—100	8,54	»	0,30	1,13	4,24	»	0,72	0,68	0,14	0,68	33,03
100—150	7,93	»	0,32	1,14	3,81	»	0,72	0,66	0,12	0,53	29,92
150—175	7,96	»	0,36	1,19	3,93	»	0,69	0,53	0,11	0,91	31,37
Грунт. вода	8,18	»	0,35	1,49	3,75	»	0,70	0,57	0,07	0,96	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	»	2,01	25,41	22,59	»	13,63	26,65	3,73	5,96	—
5—10	—	»	3,20	8,01	38,80	»	24,01	21,50	3,34	1,14	—
10—20	—	»	1,74	8,53	39,73	»	21,03	19,70	2,80	6,47	—
20—40	—	»	1,67	12,88	35,45	»	18,03	20,63	1,86	9,48	—
40—60	—	»	1,54	12,92	35,55	»	12,68	24,81	1,73	10,78	—
60—80	—	»	1,37	13,56	35,06	»	12 84	27,70	1,71	7,76	—
80—100	—	»	1,99	12,77	35,24	»	14,37	22,31	1,49	11,83	—
100—120	—	»	2,31	13,76	33,94	»	15,39	23,28	1,32	10,02	—
150—175	—	»	2,47	13,80	33,73	»	14,25	18,10	1,22	16,43	—
Грунт. вода	—	»	2,34	16,67	30,99	»	13,93	18,67	0,71	16,68	—
8 июня 1941 г — после полива											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	22,92	Нет	0,39	6,96	5,26	Не опред.	1,46	1,70	0,67	1,86	21,93
5—10	8,25	»	0,48	1,21	3,64		0,85	0,55	0,24	0,53	22,34
10—20	6,48	»	0,30	0,56	3,44	»	0,79	0,45	0,19	0,24	22,47
20—40	8,17	»	0,36	0,76	4,42	»	0,69	0,71	0,19	0,49	28,38
40—60	13,02	»	0,42	1,42	6,78	»	0,74	1,25	0,21	0,97	32,14
60—100	9,96	»	0,34	1,28	5,05	»	0,73	0,91	0,18	0,70	34,40
Грунт. вода	8,02	»	0,41	1,39	3,64	»	0 72	0,53	0,08	0,90	—

Продолжение табл. 34

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность от норм. карб.	Щелочность общая	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность в %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
8 июня 1941 г. — после полива											
В % от суммы м-экв											
0—5	—	Нет	0,89	31,52	17,60	Не опред.	11,77	22,45	2,79	12,99	—
5—10	—	»	3,39	14,51	32,10	»	18,17	19,27	2,65	9,91	—
10—20	—	»	2,70	8,63	38,68	»	21,43	20,10	2,65	5,82	—
20—40	—	»	2,50	9,04	38,45	»	14,60	24,40	2,09	8,91	—
40—60	—	»	1,86	10,68	37,47	»	9,84	27,38	1,48	11,29	—
60—100	—	»	1,90	12,30	35,80	»	12,43	25,60	1,57	10,40	—
Грунт. вода	—	»	2,79	16,11	31,10	»	14,93	17,99	0,94	16,64	—
26 июня 1941 г. — перед поливом											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	Раствор не выделен										3,08
5—10	13,59	Нет	0,43	3,38	4,63	0,60	1,06	1,05	0,31	1,39	16,27
10—20	15,69	»	0,57	2,41	7,27	0,18	0,86	1,46	0,26	1,41	19,80
20—40	14,85	»	0,36	2,18	7,29	0,17	0,78	1,39	0,18	1,47	25,19
40—60	14,47	»	0,50	1,81	7,45	0,09	0,73	1,51	0,16	1,16	29,39
60—100	9,24	»	0,32	1,27	4,61	0,08	0,71	0,63	0,12	1,10	32,78
100—250	7,84	»	0,30	1,16	3,85	0,06	0,72	0,81	0,07	0,31	29,26
Грунт. вода	7,82	»	0,35	1,45	3,47	0,03	0,72	0,51	0,07	0,91	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5—10	—	»	1,72	22,83	23,10	2,35	12,68	20,80	1,96	14,56	—
10—20	—	»	2,03	14,68	32,65	0,65	9,28	25,97	1,48	13,27	—
20—40	—	»	1,35	13,85	34,16	0,65	8,81	25,77	1,06	14,36	—
40—60	—	»	1,90	11,82	35,94	0,34	8,46	28,78	1,00	11,75	—
60—100	—	»	1,94	12,90	34,65	0,51	12,78	18,85	1,11	17,26	—
100—150	—	»	2,10	13,79	33,69	0,42	15,12	28,12	0,85	5,71	—
Грунт. вода	—	»	2,42	17,13	30,20	0,25	15,02	17,64	0,80	16,53	—
2 июля 1941 г. — через 1 день после полива											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	19,31	Нет	1,37	5,15	6,01	1,09	1,21	1,56	0,61	2,40	25,49
5—10	13,25	»	0,62	2,91	5,03	0.33	1,06	0,99	0,28	1,38	24,28
10—20	19,31	»	0,78	3,58	8,35	0,09	0,88	1,79	0,32	2,03	24,07
20—40	14,37	»	0,54	1,82	6,88	0,07	0,83	1,34	0,20	1,08	27,58
40—60	12,75	»	0,59	1,16	6,79	0,09	0,74	1,28	0,16	0,88	34,09
60—80	10,15	»	0,52	0,91	5,35	0,16	0,73	1,02	0,13	0,56	35,87
Грунт. вода	7,65	»	0,46	1,02	3,78	0,07	0,67	0,64	0,10	0,61	—

Продолжение табл. 34

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность от норм. карб.	Щелочность общая	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность в %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2 июля 1941 г. — через 1 день после полива											
В % от суммы м-экв											
0—5	—	Нет	3,48	23,46	20,22	2,84	9,84	20,74	2,55	16,88	—
5—10	—	»	2,48	20,29	25,90	1,33	13,08	20,23	1,80	14,88	—
10—20	—	»	2,21	17,46	30,08	0,25	7,67	25,56	1,44	15,33	—
20—40	—	»	2,17	12,54	35,01	0,28	10,17	27,03	1,27	11,54	—
40—60	—	»	2,61	8,85	38,13	0,41	9,99	28,48	1,17	10,37	—
60—80	—	»	2,89	8,69	37,51	0,90	12,30	28,21	1,17	8,32	—
Грунт. вода	—	»	3,26	12,36	33,83	0,55	14,57	22,79	1,16	11,48	—
7 июля 1941 г. — через 6 дней после полива											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	65,66	Нет	0,48	21,15	9,60	3,33	2,79	3,90	1,68	8,12	14,36
5—10	20,57	»	0,46	4,06	8,26	0,07	0,91	1,62	0,41	2,41	18,58
10—20	24,92	»	0,59	3,39	12,08	0,13	0,83	2,34	0,31	2,69	22,01
20—40	21,06	»	0,74	2,56	10,78	0,03	0,78	2,14	0,22	2,03	28,14
40—60	16,58	»	0,66	1,66	8,63	0,04	0,74	1,68	0,19	1,32	32,61
60—100	10,36	»	0,45	0,77	5,59	0,11	0,81	1,00	0,16	0,44	31,94
Грунт. вода	7,02	»	0,42	0,89	3,43	0,03	0,67	0,52	0,07	0,58	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	»	0,47	34,73	11,67	3,13	8,15	18,73	2,52	20,60	—
5—10	—	»	1,29	19,38	29,13	0,20	7,74	22,68	1,82	17,76	—
10—20	—	»	1,36	13,31	35,03	0,31	5,83	26,79	1,11	16,27	—
20—40	—	»	1,97	11,67	36,27	0,09	6,33	28,43	0,92	14,32	—
40—60	—	»	2,29	9,84	37,72	0,14	7,78	29,11	1,05	12,06	—
60—100	—	»	2,42	7,38	39,58	0,61	13,85	28,11	1,47	6,56	—
Грунт. вода	—	»	3,32	12,11	34,32	0,26	16,26	20,63	0,88	12,23	—
10 октября 1941 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	150,98	0,07	1,46	33,45	55,27	1,20	0,90	13,88	2,63	20,30	20,68
5—10	30,22	0,15	0,48	5,46	12,12	0,12	0,86	2,92	0,49	3,17	20,71
10—20	26,02	0,14	0,63	3,40	13,02	0,02	0,80	2,58	0,36	2,64	21,83
20—40	19,01	0,07	0,31	2,50	9,75	0,03	0,78	1,83	0,24	1,92	26,18
40—60	13,36	0,08	0,30	1,65	6,81	0,01	0,76	1,19	0,16	1,21	28,35
60—100	11,25	0,09	0,30	1,42	5,69	0,00	0,73	0,96	0,16	1,00	28,85
100—150	10,05	0,09	0,26	1,49	4,67	0,03	0,80	0,73	0,11	0,95	28,77
150—200	10,33	0,06	0,20	1,82	4,74	0,01	0,74	0,74	0,13	1,18	9,87
Грунт. вода	10,81	0,03	0,26	2,01	5,72	0,00	0,66	0,85	0,09	1,72	—

Продолжение табл. 34

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность от норм. карб.	Щелочность общая	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность в %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
10 октября 1941 г.											
В % от суммы м-экв											
0—5	—	0,06	0,51	22,04	26,94	0,45	1,05	26,71	1,58	20,65	—
5—10	—	0,59	0,31	17,69	29,04	2,36	5,00	27,69	1,46	15,85	—
10—20	—	0,64	0,74	12,67	35,90	0,05	5,33	28,19	1,25	15,22	—
20—40	—	0,43	0,50	12,60	36,35	0,11	6,99	26,98	1,10	14,93	—
40—60	—	0,72	0,57	12,06	36,61	0,04	9,84	25,45	1,07	13,63	—
60—100	—	0,98	0,55	12,26	36,18	0,04	11,20	24,18	1,25	13,37	—
100—150	—	1,11	0,41	14,56	33,70	0,22	13,92	20,82	0,98	14,28	—
150—200	—	0,65	0,46	16,69	32,15	0,06	12,13	19,95	1,10	16,82	—
Грунт. вода	—	0,33	0,87	15,72	33,06	0,02	9,16	19,39	0,70	20,75	—
18 февраля 1942 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	6,45	Нет	0,56	0,17	4,21	Нет	0,60	0,45	0,67	0,38	29,66
5—10	13,57	—	0,30	0,63	6,97	0,27	0,69	1,03	0,48	0,93	24,56
10—20	25,66	—	0,29	2,44	13,40	0,38	0,72	2,01	0,59	3,27	23,55
20—40	31,49	—	0.37	5,87	13,89	0,60	0,87	2,79	0,37	4,31	26,11
40—60	17,92	—	0,37	3,25	7,71	0,04	0,80	1,54	0,30	1,93	33,91
60—90	12,07	—	0,17	2,01	5,62	0,02	0,75	0,96	0,88	0,86	31,29
Грунт. вода	10,34	—	0,19	1,84	4,72	Следы	0,68	0,81	1,13	0,52	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	»	4,51	2,45	43,04	Нет	14,90	18,46	8,51	8,13	—
5—10	—	»	1,45	5,19	42,06	1,30	10,11	24,51	3,59	11,78	—
10—20	—	»	0,69	9,58	38,89	0,86	5,02	23,03	2,11	19,84	—
20—40	—	»	0,66	17,57	30,74	1,03	4,65	24,42	1,02	19,91	—
40—60	—	»	1,20	17,69	30,98	0,13	7,77	24,55	1,49	16,20	—
60—90	—	»	0,79	16,05	33,07	0,09	10,62	22,38	6,40	10,60	—
Грунт. вода	—	»	1,04	16,89	32,07	Следы	11,22	21,84	9,51	7,43	—
4 мая 1942 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	20,19	0,02	0,81	2,59	9,67	0,70	0,99	1,88	1,19	1,46	18,61
5—10	12,04	0,02	0,58	1,13	6,24	0,50	0,80	0,87	0,68	1,15	20,16
10—20	14,15	0,02	0,75	1,20	7,17	0,60	0,78	1,04	0,53	1,53	22,44
20—40	15,96	0,03	0,82	2,27	7,78	0,03	0,76	1,18	0,52	2,09	28,06
40—60	16,77	0,03	0,43	3,33	7,48	0,06	0,80	0,83	0,41	3,18	31,60
60—100	13,17	0,03	0,61	2,20	6,09	0,04	0,76	0,99	0,38	1,60	31,81
Грунт. вода	10,50	Нет	0,34	1,95	4,63	0,04	0,59	0,69	0,23	1,49	—

Продолжение табл. 34

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность от норм. карб.	Щелочность общая	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность в %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
				4 мая 1942 г.							
				В % от суммы м-экв							
0—5	—	0,13	2,10	12,19	33,68	1,90	8,33	25,90	5,11	10,66	—
5—10	—	0,22	2,45	8,89	36,17	2,27	11,23	19,92	4,85	13,98	—
10—20	—	0,19	2,82	8,26	36,35	2,38	9,51	20,94	3,31	16,24	—
20—40	—	0,25	2,58	13,31	33,74	0,13	7,99	20,32	2,78	18,91	—
40—60	—	0,19	1,20	18,20	30,20	0,21	7,80	13,33	2,05	26,82	—
60—100	—	0,25	2,25	15,53	31,78	0,19	9,56	20,47	2,46	17,51	—
Грунт. вода	—	Нет	1,77	17,41	30,58	0,23	9,40	18,16	1,92	20,52	—

и их интенсивного испарения, концентрация почвенных растворов, в отличие от почв Ферганы, сильно возрастает, достигая в пахотном слое 25—35 г/л, а в слое 0—5 см 150—160 г/л с интенсивным увеличением абсолютной и относительной концентрации Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$, $Na^{\cdot}$.

4. Поливы, уменьшая концентрацию солей в почвенных растворах пахотного горизонта, вызывали в них подъем щелочности и, вмывая соли вниз, способствовали повышению концентрации растворов в нижней части пахотного и в подпахотном горизонтах.

5. Динамика солей почвенных растворов слабозасоленных (весной) почв Золотоордынского района Голодной Степи обнаруживает сильную тенденцию этих почв к засолению и вследствие повышенной концентрации солей, особенно Cl', и щелочности является физиологически неблагоприятной для сельскохозяйственных растений.

6. Сопоставляя динамику почвенных растворов незасоленных почв Ферганы и слабозасоленных почв Голодной Степи, необходимо отметить, что в весенний период концентрации почвенных растворов в них более или менее близки между собой, но содержание Cl' и щелочность в растворах почв Голодной Степи несколько выше.

7. В течение вегетационного периода концентрация почвенных растворов в слабозасоленных почвах Голодной Степи подвержена чрезвычайно интенсивному возрастанию, что не отмечалось в поливных незасоленных почвах Ферганы. Концентрация почвенных растворов в верхних горизонтах ферганских почв превысила в период максимального своего накопления — к осени — концентрацию весеннюю в 1,5 раза. В голодностепских почвах концентрация почвенного раствора в слое 0—5 см летом и осенью превысила весеннюю концентрацию в 10 раз. В пахотных же горизонтах концентрация почвенного раствора летнего и осеннего периодов возрастала в 5—6 раз против весенней.

8. Каждый очередной полив в условиях Голодной Степи, в отличие от незасоленных почв Ферганы, вызывал лишь очень слабое уменьшение концентрации почвенного раствора, которое не могло изменить общего процесса сезонного увеличения концентрации солей в почвенных растворах.

9. В составе почвенных растворов голодностепских почв в числе анионов преобладающее место по степени сезонного накопления и абсолютного участия в верхних 0—5 см занимает, в отличие от Ферганы, Cl'. Большую долю занимает также NO_3', что в Фергане не наблюдалось.

ж) Динамика солей в почвенных растворах засоленных почв

С о л о н ч а к о в а я п о ч в а Ф е р г а н ы. По общему характеру солевого профиля и по сезонной динамике солевого режима эта почва (площадка № 7, табл. 35) находится в состоянии непрерывного засоления. Это выражается в нарастающем в течение вегетационного периода количестве легкорастворимых солей в верхних частях профиля и, в особенности, в верхней корочке — 0—2 см. Нижняя часть профиля солончака, примерно от 25—35 см и глубже, содержит сравнительно небольшое количество солей, колеблющееся по профилю в течение вегетационного периода в пределах 1,1—1,8%.

Эта часть профиля расположена в зоне капиллярной каймы грунтовой воды. Динамика качественного состава солей в нижней части профиля весьма ослаблена, так как здесь имеет место лишь более или менее равномерное транзитное движение капиллярных растворов от грунтовой воды к верхним горизонтам, где испаряется влага и пересыщенные солевые растворы выпадают в твердую фазу.

Но процесс испарения восходящих капиллярных растворов грунтовой воды распространяется и на нижнюю часть профиля. Об этом можно судить по медленному возрастанию общей концентрации легкорастворимых солей и относительного содержания Cl', Mg'' и Na' в почвенных растворах в направлении от грунтовых вод кверху. Самая же верхняя 25-см часть профиля почвы имеет совершенно другую динамику. В весенний период количество легкорастворимых солей здесь достигает в соляной корочке 0—2 см—5,6%; глубже, в собственно пахотном горизонте — 2—25 см, 2,2—2,5% легкорастворимых солей.

В соответствии с общим ферганским типом засоления (преобладание сульфатов) в составе солей солончака преобладает $MgSO_4$ и отчасти Na_2SO_4, хотя доля хлоридов относительно выше, чем в слабозасоленных и незасоленных почвах.

В течение вегетационного периода на этом солончаке в пахотном горизонте произошло сильное увеличение количества легкорастворимых солей. Так, в июле и в августе в слое 0—2 см содержалось уже 7,2—5,7%. После окончания вегетационных поливов — к концу октября — количество солей здесь возросло до 20%.

Концентрация почвенного раствора солончаковой почвы на площадке №7 уже в весенний период чрезвычайно резко отличалась от концен-

трации почвенного раствора незасоленной почвы, несмотря на то, что грунтовые воды их были в общем довольно близки друг к другу (4,39 г/л в незасоленной почве и 5,31 г/л в солончаковой почве). Так, в пахотном горизонте 2—12 и 12—25 см концентрация почвенного раствора к 28 мая 1940 г. была соответственно 34,86 г/л и 66,26 г/л, т. е. примерно в 6—10 раз больше, чем в незасоленной почве. Подпахотные корнеобитаемые горизонты 25—35 см и 35—65 см имели также высокую концентрацию — 37,44 г/л и 22,14 г/л.

Таким образом, если профиль концентрации почвенного раствора у незасоленной почвы весной был довольно однообразным, с очень слабо выраженным максимумом в подпахотных горизонтах, то профиль концентрации почвенного раствора солончака даже на весенний период имеет две резко различающиеся части: верхнюю — от поверхности до 65 см — с высокой концентрацией, где происходит наиболее интенсивное концентрирование поднимающихся к поверхности грунтовых вод, и нижнюю — от 65 см и до уровня грунтовой воды, — имеющую концентрации солей, близкие или совпадающие с грунтовой водой (6,1—6,6 г/л), где концентрирование растворов почти не происходит.

Столь же велики различия и в качественном составе почвенных растворов солончаковой и незасоленной почвы.

Прежде всего следует отметить, что уже весной концентрация Cl' в горизонтах аккумуляции солей достигает величины 0,8—1,5—2,5 г/л; концентрация SO_4'' здесь же достигает величины порядка 12,8—37,4 г/л.

Очень большая разница между растворами этих почв в концентрации $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$; $Mg^{\cdot\cdot}$ выражается концентрациями 2,5—2,7 г/л в подпахотных горизонтах и 4,2 г/л в пахотном горизонте; концентрация $Na^{\cdot}$ в пахотном горизонте достигает 1,1—5,0 г/л, а в подпахотных — 0,9—2,5 г/л.

Отмечается также большая разница в щелочности почвенного раствора солончаковой и незасоленной почв. Общая щелочность раствора в незасоленной почве не превышает 0,33 HCO_3' г/л в слое 2—12 см. В солончаковой же почве общая щелочность в пахотном и подпахотном горизонтах выражается величинами 0,47—0,54 HCO_3' г/л, и щелочность от нормальных карбонатов в слое 12—25 см—0,08— CO_3'' г/л.

В составе ионов почвенного раствора солончаковой почвы доля участия Cl' и особенно $Mg^{\cdot\cdot}$ значительно более высокая, чем в незасоленных почвах.

Общая картина изменения соотношения ионов почвенного раствора по профилю солончака снизу вверх укладывается в отмеченные раньше закономерности: увеличение концентрации Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$ по мере роста концентрации почвенного раствора в верхних горизонтах при стабильном количестве SO_4'' и сильно уменьшающемся против грунтовой воды количестве HCO_3' и $Ca^{\cdot\cdot}$. Доля участия $Ca^{\cdot\cdot}$ и $K^{\cdot}$, элементов физиологически очень важных для растения, в составе почвенных растворов солончаковой почвы относительно меньше, чем в соответственных горизонтах незасоленной почвы. Вообще надо отметить, что относительное участие $Ca^{\cdot\cdot}$ и $K^{\cdot}$ в почвенных растворах имеет тенденцию падать с увеличением общей концентрации солей в растворе.

После первого полива произошли значительные изменения в профиле концентрации почвенного раствора и его качественном составе по горизонтам. Оросительные воды, смочив верхние, наиболее засоленные горизонты, вызвали разбавление концентрации почвенного раствора и частичное перемещение растворов вниз по профилю.

Соответственно в наиболее засоленных верхних горизонтах — до 65 см — концентрация почвенного раствора упала в 1,5—2 раза (с 34 г/л до 29 г/л и с 37 г/л до 20 г/л). Концентрация на глубине 65—100 см несколько возросла. Щелочность общая увеличилась в наиболее засоленных горизонтах в 1,5—2 раза, достигнув величин порядка 0,6—0,7 г/л HCO_3' с одновременным увеличением щелочности от нормальных карбонатов до 0,16—0,19 г/л CO_3''. Концентрация Cl' в большинстве горизонтов упала, так же как и концентрация SO_4'' и $Ca^{\cdot\cdot}$. Особенно резкому уменьшению подверглась концентрация $Mg^{\cdot\cdot}$. Поведение $Na^{\cdot}$ и $K^{\cdot}$ несколько противоречиво.

В составе суммы м-экв ионов полив также вызвал чрезвычайно резкие изменения. В верхних, наиболее засоленных, горизонтах наметилось значительное увеличение доли участия ионов CO_3'' и HCO_3', при одновременном очень сильном уменьшении доли участия $Mg^{\cdot\cdot}$ (с 20—37% до 3,7—5,2%), повышении доли участия $K^{\cdot}$ и особенно $Na^{\cdot}$. Очевидно, произошло частичное выщелачивание магнезиальных солей и одновременное растворение сернокислого Na, а также частичное вытеснение обменного $Na^{\cdot}$, который был поглощен из более концентрированных растворов до полива. В более глубоких горизонтах профиля качественные изменения в соотношении ионов выражены слабее. Можно отметить только резкое увеличение доли участия $Mg^{\cdot\cdot}$ на глубинах больших 25 см, что происходит за счет вымывания магнезиальных солей и уменьшения доли участия $Ca^{\cdot\cdot}$.

Таким образом, первый полив вызвал уменьшение общей концентрации почвенного раствора и уменьшение в нем доли участия $Mg^{\cdot\cdot}$ с одновременным увеличением доли участия $Na^{\cdot}$ и HCO_3'.

Через месяц, к началу июля, перед очередным поливом сезонное соленакопление и испарение почвенной влаги полностью изгладили следы влияния первого полива и вызвали интенсивное увеличение общей концентрации почвенного раствора по всему профилю и в особенности в слое 2—12 см, где концентрация достигла 80 г/л. Параллельно продолжала, хотя и медленно, расти общая концентрация солей в грунтовой воде, достигнув величины 6,8 г/л. Щелочность почвенного раствора как от нормальных карбонатов, так и общая за этот период заметно уменьшилась.

За этот же период происходит увеличение концентрации Cl' и особенно концентрации SO_4'' и $Mg^{\cdot\cdot}$. Накопление $Mg^{\cdot\cdot}$ сопровождается уменьшением доли $K^{\cdot}$, $Na^{\cdot}$ и отчасти $Ca^{\cdot\cdot}$. Это, очевидно, объясняется переходом $K^{\cdot}$ и $Na^{\cdot}$ в поглощенное состояние, а также выпадением в осадок сернокислого Na и Ca.

Очередной июльский полив не смог вызвать каких-либо существенных изменений в направлении общего сезонного изменения солевого ре-

жима солончака. Лишь верхний слой 2—12 см обнаруживает очень слабое уменьшение концентрации раствора. По всему же остальному профилю концентрация почвенного раствора подверглась дальнейшему сильному увеличению, поднявшись в слое 12—25 см с 24 до 50 г/л, в слое 35—65 см с 17 до 19 г/л и т. д. Очевидно, полив почти не вызвал рассоления почвы.

Повышение щелочности, которое после первого полива было выражено в сравнительно умеренной степени, после июльского полива проявляется значительно резче. Общая щелочность достигает уже в слое 2—65 см чрезвычайно больших величин — 0,9—1,1 г/л HCO_3'. Щелочность от нормальных карбонатов после этого же полива возрастает почти до 0,3 г/л CO_3''. Здесь отчетливо видна связь между процессами соленакопления и гидролизом щелочных солей в период поливов, с резким увеличением щелочности. Концентрация Cl' и $Mg^{\cdot\cdot}$, обнаруживая общую тенденцию перемещения хлористого магния в поверхностные горизонты, показывает отчетливое увеличение в пределах пахотного слоя. Это же относится к $K^{\cdot}$ и $Na^{\cdot}$, концентрация которых возрастает в пахотном горизонте. Характерно, однако, что концентрация $Ca^{\cdot\cdot}$ при этом падает, отражая выпадение гипса в осадок.

Не сказался полив и на изменении качественных соотношений ионов между собой, так как в засоленных поверхностных горизонтах продолжался процесс увеличения относительной доли участия $Mg^{\cdot\cdot}$ при продолжающемся уменьшении доли участия $Ca^{\cdot\cdot}$, $K^{\cdot}$ и $Na^{\cdot}$.

Таким образом, параллельно с ухудшением физиологической среды в засоленной почве в связи с общим увеличением концентрации почвенного раствора продолжалось ее ухудшение и в связи с относительным накоплением в составе солей наиболее токсического иона, каким является $Mg^{\cdot\cdot}$.

Перед августовским поливом к 10 августа процесс дальнейшего сезонного увеличения концентрации почвенных растворов в солончаке достиг в условиях 1940 г. кульминационного пункта. В слое 2—12 см общая концентрация почвенного раствора достигла 123,9 г/л. В остальных горизонтах также произошло большее или меньшее увеличение концентрации почвенного раствора по всему профилю, исключая горизонт 12—25 см, где концентрация упала, очевидно, в связи с перемещением сюда капиллярных растворов грунтовых вод и переходом концентрированного почвенного раствора отсюда в поверхностный горизонт. Концентрация грунтовой воды также поднялась и достигла величины 7,1 г/л. Величина общей щелочности в большей или меньшей степени, так же как и перед июльским поливом, уменьшилась. Соответственно общему увеличению концентрации почвенного раствора произошло увеличение концентрации Cl', SO''_4, $Mg^{\cdot\cdot}$, $Na^{\cdot}$ и $Ca^{\cdot\cdot}$.

При этом, однако, обнаруживаются некоторые противоречия, отклонения от этой общей закономерности, связанные, повидимому, как с некоторой пестротой почв в пространстве, так и с выпадением из наших исследований почвенных растворов из верхних 2 см.

Кроме отмеченных ранее закономерностей повышения содержания Cl' и $Mg^{\cdot\cdot}$, в почвенном растворе по мере роста его концентрации на этот раз обнаруживаются некоторые новые явления, необъяснимые с точки зрения простого изменения качественного состава растворенных солей в связи с выпадением одних из раствора и относительным накоплением других.

В отличие от обычного уменьшения в растворе по мере увеличения его концентрации доли $Ca^{\cdot\cdot}$, в слое 2—12 см, имеющем максимальную концентрацию почвенного раствора в течение вегетационного периода, обнаруживается максимальное содержание $Ca^{\cdot\cdot}$ за весь вегетационный период — 12,7 г/л.

Возвращаясь несколько назад, отметим, что 7 июля в этом же слое 2—12 см, имевшем концентрацию почвенного раствора 80 г/л, также обнаружилась весьма высокая величина концентрации $Ca^{\cdot\cdot}$ — 9,2 г/л.

Это может объясняться повышением растворимости $CaSO_4$ и $CaCO_3$ под влиянием накопляющихся в почвенном растворе хлористого Na и хлористого Mg. Неменьшее значение, очевидно, имеет интенсивное поступление $Na^{\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$ из концентрированных растворов в поглощенное состояние, с вытеснением ранее поглощенного Ca. Очевидно, в условиях ферганских засоленных почв это наступает примерно при 2,5—5 г/л Cl', и соответственном количестве $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$. Однако положительного физиологического значения это увеличение концентрации $Ca^{\cdot\cdot}$ в составе легкорастворимых солей не может иметь, так как оно протекает на общем, чрезвычайно высоком фоне засоления.

Полив, который был дан на площадке № 7 между 10 и 13 августа, оказался одним из наиболее удачных в течение вегетационного периода и вызвал очень сильные изменения в концентрации и составе почвенного раствора. Концентрация почвенного раствора в верхнем горизонте упала при этом больше, чем в два раза — с 123,9 г/л до 56,6 г/л. В остальных горизонтах профиля произошло более слабое изменение концентрации. Грунтовая вода также уменьшила концентрацию солей. Общая щелочность и щелочность от нормальных карбонатов, несколько снизившись в пахотном горизонте, обнаружила заметное повышение в глубоких горизонтах профиля.

Соответственно общему уменьшению концентрации солей по профилю отмечается уменьшение концентрации отдельных ионов, причем в связи с выщелачиванием наиболее легкорастворимых солей из верхних горизонтов в соотношении ионов между собой наметилось уменьшение $Na^{\cdot}$ и $Ca^{\cdot}$ с увеличением доли участия HCO_3' и CO_3'' и очень сильным увеличением $Mg^{\cdot}$.

К концу вегетационного периода под влиянием нарастающего сезонного накопления солей, обязанного непрерывному испарению почвенных и грунтовых вод, восходящих к поверхностным горизонтам в форме капиллярных растворов, максимум легкорастворимых солей, как мы отмечали выше, переместился в поверхностный слой почвы 0—2 см. При этом все более глубокие горизонты почвы заместили свои почвенные растворы,

имевшие в течение лета высокие концентрации солей, восходящими капиллярными растворами от грунтовой воды, минерализация которой, хотя и поднялась к этому времени до 10,8 г/л, но все же оставалась значительно меньше, чем концентрация почвенных растворов. Поэтому мы и наблюдаем к 29 октября 1940 г. на глубинах от 2 до 150 см общее уменьшение концентрации почвенного раствора по всему профилю.

К этому времени почвы с глубины — от уровня грунтовых вод до 35 см — насыщены лишь мало измененными капиллярными растворами грунтовой воды. Это можно видеть особенно хорошо из того, что качественный состав (процентное соотношение ионов между собой) на этот период в грунтовой воде и в нижней части профиля почти одинаков.

В итоге анализа солевого режима почвенных растворов засоленных почв Центральной Ферганы необходимо отметить следующее:

1. Общая концентрация солей в почвенном растворе солончаков в течение всего вегетационного периода обнаруживает резкие различия по профилю. В зоне капиллярного насыщения концентрация почвенных растворов близка или лишь не намного превышает концентрацию солей в грунтовых водах — 6—8—10 г/л. В верхних горизонтах профиля, охваченных соленакоплением на протяжении всего вегетационного периода, обнаруживаются чрезвычайно высокие концентрации почвенного раствора — весной порядка 35—66 г/л, летом порядка 77—80—124 г/л.

2. В весенний период область повышенных концентраций почвенного раствора распространяется на большую глубину профиля, вплоть до 65 см, отражая процесс сезонного выщелачивания, что особенно видно по нахождению максимальных концентраций раствора не у поверхности, а на глубине 12—25 см (66,2 г/л).

К осени, под влиянием капиллярных токов от грунтовой воды вверх и замещения растворами грунтовой воды почвенных растворов, перемещающихся в поверхностные почвенные горизонты, происходит опреснение глубоких горизонтов почв, насыщающихся грунтовой водой. Минерализованные почвенные растворы сосредоточиваются лишь в самых верхних слоях почвы (0—30, 0—40 см).

3. Каждый полив вызывает значительные изменения в концентрации и составе почвенных растворов солончаковых почв, заключающиеся:

а) в сильном повышении щелочности как общей, так и от нормальных карбонатов (HCO_3' до 1,2 г/л, CO_3'' до 0,2—0,3 г/л);

б) в уменьшении общей концентрации легкорастворимых солей в почвенных растворах пахотных горизонтов, с одновременным уменьшением абсолютной и относительной концентрации наиболее токсических ионов Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$, $Na^{\cdot}$;

в) в увеличении при недополивах концентрации почвенных растворов и соответственно токсических ионов за счет вмывания легкорастворимых солей из верхней соленосной корочки солончака.

Отсюда вытекает чрезвычайно важное следствие о необходимости полива солончаковых участков нормами, обеспечивающими промывание солей, накопляющихся в пахотном слое и особенно в соляной корке

Таблица 35

Динамика солей почвенных растворов солончаковой орошаемой почвы Ферганы
(площадка № 7)

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность		Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность %
		От норм. карб.	Общая							
1	2.	3	4	5	6	7	8	9	10	11
28 мая 1940 г. перед поливом										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	34,86	0,02	0,30	1,45	19,85	0,82	4,24	0,67	1,18	24,50
12—25	66,26	0,08	0,47	2,59	37,48	5,46	4,22	0,84	5,05	24,50
25—35	37,44	Следы	0,54	1,53	21,6	3,05	2,71	0,47	2,51	30,22
35—65	22,14	0,06	0,20	0,83	12,83	0,63	2,58	0,25	0,97	27,46
65—100	6,64	0,02	0,12	0,15	4,20	0,60	0,59	0,15	0,24	26,90
100—150	6,12	0,01	0,11	0,07	4,02	0,62	0,53	0,14	0,21	29,20
Грунт. вода 134 см	5,31	0,04	0,35	0,12	3,39	0,51	0,49	0,10	0,24	—
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,08	0,52	4,43	45,00	4,51	37,98	1,89	5,61	—
12—25	—	0,16	0,29	4,25	45,30	15,83	20,16	1,20	12,75	—
25—35	—	Следы	0,89	4,30	44,81	15,23	22,69	1,21	10,88	—
35—65	—	0,35	0,21	3,99	45,45	5,53	36,20	1,09	7,19	—
65—100	—	0,44	0,66	2,29	46,62	16,15	25,97	2,16	5,72	—
100—150	—	0,23	0,82	1,16	47,78	17,75	24,89	2,15	5,21	—
Грунт. во а 134 см	—	0,92	2,73	2,13	44,24	16,04	25,56	1,70	6,70	—
28 июня 1940 г. — после полива										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	29,70	0,17	0,66	1,29	16,56	1,71	0,50	0,76	5,65	26,51
12—25	—	0,16	0,75	1,63	17,91	2,57	0,39	1,05	5,60	28,34
25—35	20,21	0,19	0,73	0,55	12,33	1,07	2,27	0,45	0,67	28,40
35—65	11,75	Нет	0,30	0,25	7,75	0,54	1,34	0,28	0,65	27,43
65—100	8,72	0,02	0,15	0,15	5,44	0,33	0,89	0,21	0,55	25,49
Грунт. вода	5,54	0,00	0,26	0,06	3,64	0,51	0,57	0,13	0,13	—
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,73	0,65	4,65	43,97	10,93	5,26	2,49	31,32	—
12—25	—	0,62	0,81	5,33	43,24	14,91	3,74	3,12	28,22	—
25—35	—	1,15	0,97	2,73	45,14	9,95	32,82	2,06	5,15	—
35—65	—	Нет	1,42	2,06	46,52	7,91	31,79	2,09	8,21	—
65—100	—	0,34	0,68	1,79	47,19	7,04	30,74	2,27	9,95	—
Грунт. вода	—	0,11	2,43	1,20	46,26	15,56	28,77	2,13	3,53	—

Продолжение табл. 35

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность: От норм. карб.	Щелочность: Общая	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
7 июля 1940 г. перед поливом										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	80,30	0,09	0,60	2,69	47,34	9,20	3,13	1,15	7,41	25,55
12—25	24,64	0,07	0,62	0,92	14,91	0,61	3,02	0,44	1,28	28,29
25—35	21,93	0,16	0,67	0,82	13,09	0,63	2,72	0,38	0,92	27,81
35—65	17,48	0,06	0,30	0,61	10,39	0,61	2,05	0,22	0,77	26,91
65—100	10,08	0,04	0,30	0,21	6,45	0,59	1,08	0,24	0,46	27,62
100—150	8,63	0,04	0,25	0,17	5,65	0,56	0,88	0,18	0,47	28,91
Грунт. вода 134 см	6,86	0,11	0,50	0,12	4,29	0,50	0,70	0,13	0,32	—
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,15	0,31	3,54	46,00	21,48	12,00	1,50	15,03	—
12—25	—	0,38	1,13	1,74	44,77	4,43	35,86	1,63	8,07	—
25—35	—	0,88	0,92	3,78	44,44	5,19	36,42	1,59	6,79	—
35—65	—	0,42	0,64	3,63	45,32	6,44	35,35	1,20	7,01	—
65—100	—	0,56	1,13	2,04	46,26	10,32	30,67	2,12	6,88	—
100—150	—	0,65	0,97	1,93	46,44	11,21	28,77	1,88	8,14	—
Грунт. во а 134 см	—	1,82	2,23	1,77	44,19	12,58	28,75	1,70	6,98	—
10 июля 1940 г. после полива										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	77,99	0,19	0,90	2,99	44,06	0,63	9,35	1,31	4,25	29,41
12—25	50,69	0,28	1,12	1,72	30,40	0,58	6,42	1,01	2,68	29,11
25—35	25,41	0,27	0,98	0,82	16,00	0,53	3,17	0,61	1,59	30,47
35—65	19,05	0,24	1,06	0,50	11,46	0,58	2,26	0,46	0,99	29,13
65—100	10,36	0,06	0,37	0,18	6,43	0,58	1,11	0,30	0,56	25,73
100—130	9,14	0,06	0,45	0,15	5,70	0,58	0,98	0,23	0,33	28,86
Грунт. вода 119 см	6,38	Следы	0,13	0,08	4,15	0,44	0,67	0,13	0,21	—
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,33	0,39	4,40	44,88	1,56	37,63	1,77	9,04	—
12—25	—	0,65	0,65	3,40	45,29	2,08	37,73	1,86	8,33	—
25—35	—	1,21	0,95	3,12	44,72	3,58	35,02	2,09	9,31	—
35—65	—	1,52	1,71	2,61	44,16	5,38	34,44	2,21	7,97	—
65—100	—	0,68	1,35	1,69	46,27	9,62	30,13	2,07	8,18	—
100—130	—	0,78	2,04	1,72	45,45	11,13	31,01	2,28	5,58	—
Грунт. вода 119 см	—	Следы	1,19	1,24	47,57	12,31	30,61	1,88	5,20	—

Продолжение табл. 35

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность: От норм. карб.	Щелочность: Общая	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
10 августа 1940 г. перед поливом										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	123,96	0,18	1,21	5,03	87,95	12,74	4,97	1,85	20,84	24,55
12—25	35,16	0,23	0,76	1,10	23,09	0,86	4,19	0,63	2,76	25,96
25—35	35,72	0,13	0,60	1,38	21,67	1,00	4,11	0,60	2,20	28,97
35—65	23,22	0,07	0,30	0,82	13,94	0,61	2,70	0,26	1,35	25,22
65—100	14,15	0,11	0,45	0,43	8,70	0,61	1,65	0,22	0,65	25,90
100—150	8,81	0,06	0,35	0,22	5,70	0,58	0,94	0,18	0,45	27,75
Грунт. вода 143 см	7,18	0,01	0,18	0,11	4,69	0,41	0,78	0,15	0,34	—
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,15	0,34	3,55	45,95	15,98	10,26	1,19	22,57	—
12—25	—	0,74	0,45	2,97	45,84	4,14	32,88	1,55	11,44	—
25—35	—	0,45	0,53	3,89	45,11	5,03	33,82	1,55	9,59	—
35—65	—	0,39	0,39	3,67	45,56	4,82	34,89	1,06	9,23	—
65—100	—	0,92	0,92	3,06	45,10	7,64	33,87	1,43	7,06	—
100—150	—	0,78	1,41	2,42	45,38	11,15	29,61	1,76	7,48	—
Грунт. вода 143 см	—	0,30	1,13	1,54	45,02	9,98	30,88	1,92	7,23	—
13 августа 1940 г. после полива										
В граммах на 1 л почвенного раствора										
2—12	56,60	0,20	0,98	2,37	30,91	0,70	6,60	0,62	3,07	27,87
12—25	33,82	0,18	0,76	1,25	18,56	0,70	3,99	0,43	1,37	27,12
25—35	28,20	0,20	0,77	1,07	15,74	0,62	3,30	0,34	1,34	27,19
35—65	22,19	0,19	0,77	0,76	13,65	0,63	2,77	0,30	1,17	27,03
65—100	14,02	0,04	0,28	0,37	8,75	0,12	1,70	0,14	1,08	25,76
100—150	7,63	0,06	0,32	0,12	4,69	0,60	0,75	0,22	0,19	28,75
Грунг. вода 144 см	6,82	0,04	0,23	0,06	4,51	0,47	0,73	0,05	0,32	—
В % от суммы м-экв										
2—12	—	0,48	0,63	4,60	44,29	2,94	37,36	1,04	9,19	—
12—25	—	0,71	0,73	4,06	44,50	4,04	37,79	1,27	6,89	—
25—35	—	0,94	0,75	4,07	44,24	4,21	36,71	1,20	7,89	—
35—65	—	1,03	0,94	3,38	44,65	4,95	35,84	1,21	8,00	—
65—100	—	0,41	0,77	2,65	46,16	1,53	35,57	0,95	11,95	—
100—150	—	0,96	1,54	1,63	45,86	14,21	29,10	2,69	4,00	—
Грунт. вода 144 см		0,82	1,13	0,98	47,07	11,92	30,33	0,73	7,03	—

Продолжение табл. 35

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность: От норм. карб.	Щелочность: Общая	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
				29 сентября 1940 г.						
				В граммах на 1 л почвенного раствора						
2—12	32,35	0,22	0,72	1,51	17,81	0,56	3,72	0,47	1,81	20,78
12—25	26,20	0,28	1,28	0,78	16,46	1,88	2,46	0,43	1,80	22,92
25—35	24,01	0,13	0,58	0,68	15,36	0,66	2,93	0,38	1,48	22,84
35—65	15,86	0,06	0,39	0,34	10,39	0,52	1,93	0,22	0,95	22,61
65—100	12,21	0,06	0,52	0,24	7,57	0,49	1,46	0,20	0,52	23,00
100—150	6,23	0,04	0,33	0,16	3,91	0,56	0,63	0,14	0,17	22,31
Грунт. вода 196 см	10,81	0,11	0,53	0,14	6,77	0,47	1,17	0,14	0,53	—
				В % от суммы м-экв						
2—12	—	0,85	0,53	5,01	43,60	3,29	36,00	1,45	9,26	—
12—25	—	1,23	1,50	2,86	44,41	12,19	26,21	1,45	10,15	—
25—35	—	0,63	0,75	2,78	45,84	4,74	34,60	1,42	9,24	—
35—65	—	0,47	0,93	2,08	46,51	5,61	34,21	1,23	8,94	—
65—100	—	0,63	1,82	2,01	45,53	7,12	34,81	1,49	6,61	—
100—150	—	0,80	2,22	2,52	44,45	15,45	28,40	2,05	4,09	—
Грунт. вода 196 см	—	1,25	1,71	1,36	45,67	8,01	32,81	1,23	7,95	—

0—2 см, и большее разбавление почвенного раствора, когда происходит ослабление щелочности.

4. Так как на солончаковых почвах рассмотренного типа отсутствовали какие-либо признаки всходов семян хлопчатника, необходимо считать, что концентрация почвенных растворов в Фергане порядка 30—35 г/л совершенно непригодна для вегетации хлопчатника.

Солончаковая почва Голодной Степи. В Голодной Степи наблюдения за солевым режимом почвенных растворов на солончаковом пятне велись в 1941 г. так же, как в 1940 г. в Фергане, на поле хлопчатника. По условиям глубины залегания грунтовой воды и ее минерализации солончаковая почва (площадка № 1) была очень близка к слабозасоленной почве (табл. 36).

Профиль концентрации почвенных растворов на солончаковом пятне в мае резко отличался от профиля концентрации растворов в слабозасоленной почве. В поверхностном слое 0—5 см концентрация солей в почвенном растворе была равна 173,7 г/л при содержании Cl' 33,7 г/л и общей щелочности 0,97 г/л HCO_3'.

Глубже намечалось равномерное уменьшение концентрации почвенного раствора, сначала до 39 г/л в слое 5—10 см, затем до 19,14, 11 и

10 г/л и, наконец, на глубине 100—150 см—8,7 г/л, что было близким к концентрации солей в грунтовой воде (6,5 г/л).

Вспомним, что профиль концентрации почвенного раствора в солончаке Центральной Ферганы имел в мае такой же тип распределения с максимумом в верхних горизонтах.

Характерно, что, несмотря на более высокую общую концентрацию почвенного раствора, щелочность его в верхних горизонтах уже на период весны в 1,5—2 раза больше, чем у слабозасоленной почвы, выражаясь величинами 0,97—1,0 г/л HCO'_3. Соответственно pH почвенных растворов сохраняет во всех горизонтах устойчивую величину около 8,5, исключая 0—5 см, где pH опускается до 7,9.

После первого полива к 8 июня в концентрации и составе солей солончака происходят довольно сложные изменения. Несмотря на увеличение влажности в пахотном горизонте, общая концентрация почвенного раствора резко возрастает, достигая в горизонте 0—5 см 224 г/л и выражаясь в остальных горизонтах почвенного профиля величинами от 36,0 г/л в слое 5—10 см до 13,1 г/л в слое 60—100 см.

Очевидно, решающим фактором повышения концентрации почвенного раствора по всему профилю и в особенности в верхнем 0—5-см слое явился подъем грунтовой воды после полива с глубины 150 см до 100 см, что вызвало перемещение капиллярных концентрированных почвенных растворов к поверхности и способствовало ускорению процессов испарения влаги и соленакопления.

Поведение концентрации Cl' после полива повторяет общее увеличение концентрации солей в растворе по профилю. Щелочность от нормальных карбонатов почти по всем горизонтам заметно увеличилась, достигнув до 0,04 — 0,06 CO''_3 г/л. Щелочность от бикарбонатов хотя и уменьшилась в самых поверхностных 10 см, в остальной части профиля также обнаружила известное повышение. При этом повысилась и величина pH, достигшая в отдельных горизонтах 8,78—8,80.

Таким образом, полив совершенно не достиг своей цели — опреснить пахотный слой и спасти запоздалые и угнетенные по развитию единичные всходы хлопчатника. Наоборот, они вскоре полностью погибли, и солончаковое пятно осталось оголенным в течение всего вегетационного периода.

В послеполивной период, как показывают образцы, взятые 26 июня 1941 г., происходило уменьшение щелочности почвенного раствора, что отмечалось для других случаев. Верхний 0—5-см слой при этом настолько иссушился, что из него выделить раствор не удалось.

Следующий полив, судя по растворам, выделенным на 4 июля 1941 г., вновь повторил явление, вызванное первым поливом. Грунтовая вода поднялась уже к 60 см от поверхности почвы; общая концентрация почвенного раствора почти во всех горизонтах повысилась по сравнению с тем, что было на период до полива 26 июня 1941 г., и достигла в пахотном слое 25—38—174 г/л. Щелочность же как общая, так и от нормальных

карбонатов чрезвычайно повысилась. В частности, первая в пахотном горизонте поднялась до 0,77—0,90—1,0 г/л HCO_3', и вторая до 0,09—0,13 г/л CO''_3. Соответственно величины pH поднялись до 8,36—8,58. Концентрация NO'_3 в почвенном растворе к этому периоду достигла в слое 0—5 см 10 г/л.

Послеполивной период сопровождался по мере испарения почвенных и грунтовых вод постепенным увеличением концентрации почвенных растворов в верхних 0—5 см почвы и отчасти по всему профилю с некоторыми колебаниями и соответственным увеличением концентрации Cl', NO'_3, SO''_4, $Mg^{\cdot\cdot}$, $Na^{\cdot}$. Так, в течение июля и начале августа концентрация почвенных растворов в верхних 0—5 см почвы составляла 267,8 и 221,3 г/л, а в пахотных горизонтах равнялась 26,4—19,4 г/л. Концентрация же Cl' в этих горизонтах достигала соответственно 47 г/л, а концентрация NO'_3 — 33—22 г/л.

Подобные концентрации нитратов необходимо признать за чрезвычайно высокие, оказывающие, несомненно, губительное влияние на состояние культурных растений, вызывая их угнетение и гибель.

Отметим, что нахождение столь высоких концентраций нитратов в почвенных растворах засоленных почв Голодной Степи является в известном смысле новым и неожиданным, хотя в свое время (1937) нами указывалось на повышенные количества нитратов в некоторых солончаках совхоза Пахта-Арал.

С бо́льшими или меньшими колебаниями щелочность в послеполивной период подверглась уменьшению.

Августовский полив вызвал сильное повышение влажности почв и обусловил довольно резкое уменьшение концентрации всех солей по профилю. В пахотном слое концентрация почвенного раствора с 221 г/л до полива уменьшилась до 138 г/л после полива. Соответственно концентрация Cl' упала с 47 г/л до 23 г/л. Однако последующий длительный послеполивной период характеризовался вновь восстановлением высокой концентрации почвенного раствора, достигшей к 10 октября максимальных размеров за весь вегетационный период: 275,3 г/л в слое 0—5 см, 54,7—36,4 г/л в пахотном горизонте.

Концентрация Cl' достигла на этот период также максимальных размеров 56,5 г/л в поверхностном слое, 5,2—12,0 г/л в пахотном горизонте.

Концентрация нитратов в сравнении с предшествующим периодом, однако, уменьшилась, что нуждается еще в своем объяснении.

Ожидаемое уменьшение щелочности почвенного раствора здесь не наступило, и она оказалась на очень высоком уровне: 0,32 г/л CO''_3 и 0,90—1,24 г/л HCO_3' в пахотном горизонте.

В течение зимы 1941/42 г. почвенные растворы солончаковой почвы подверглись интенсивному разбавлению и выщелачиванию со сбросом в глубокие горизонты и в грунтовые воды. Концентрация почвенного раствора пахотного слоя, достигавшая осенью 1941 г. 36—54—275 г/л, резко уменьшилась к февралю 1942 г.: до 5—21 г/л. Концентрация же солей в грунтовой воде за счет притока минерализованных почвенных

Таблица 36

Динамика солей почвенных растворов солончаковой почвы Голодной Степи
(площадка № 1)

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность: От норм. карб.	Щелочность: Общая	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влаж. в %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
26 мая 1941 г. — перед поливом											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	173,75	Нет	0,97	33,78	68,88	Не опр.	1,11	5,36	3,19	41,95	11,57
5—10	39,16	0,03	1,09	6,21	16,46	»	0,70	1,51	1,16	7,97	19,08
10—20	19,50	0,03	0,64	2,81	9,17	»	0,74	0,71	0,55	3,93	19,19
20—40	19,62	0,03	0,20	2,49	9,35	»	0,63	0,87	0,33	3,58	23,47
40—60	14,49	0,02	0,24	1,57	7,23	»	0,64	0,85	0,21	2,08	26,34
60—80	11,50	0,04	0,31	1,01	6,35	»	0,63	0,75	0,15	1,56	28,76
80—100	10,30	0,02	0,36	0,81	5,62	»	0,62	0,65	0,12	1,32	29,09
100—150	8,67	0,02	0,38	0,63	4,78	»	0,56	0,56	0,09	1,06	28,61
Грунт. вода	6,57	Нет	0,32	0,36	3,77	»	0,62	0,42	0,07	0,60	—
В % от суммы в м-экв											
0—5	—	Нет	0,33	19,80	29,86	»	1,16	9,18	1,71	37,96	—
5—10	—	0,11	1,56	16,34	32,00	»	3,30	11,59	2,79	32,32	—
10—20	—	0,21	1,68	14,10	34,00	»	6,60	10,42	2,54	30,44	—
20—40	—	0,22	0,40	13,09	36,29	»	5,92	13,44	1,59	29,04	—
40—60	—	0,20	0,79	11,13	37,89	»	8,16	17,69	1,39	22,76	—
60—80	—	0,48	1,05	8,62	39,84	»	9,58	18,76	1,23	20,43	—
80—100	—	0,27	1,75	7,87	40,11	»	10,67	18,58	1,07	19,68	—
100—150	—	0,32	2,22	7,22	40,23	»	11,52	18,78	1,02	18,68	—
Грунт. вода	—	Нет	2,87	5,44	41,69	»	16,53	18,59	1,02	13,89	—
8 июня 1941 г. — после полива											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	223,89	Нет	0,93	40,23	92,58	Не опр.	0,78	6,87	3,83	54,62	23,72
5—10	36,05	0,06	0,61	5,34	16,34	»	0,71	1,36	0,70	7,71	23,31
10—20	24,91	0,04	0,55	2,92	12,15	»	0,68	0,94	0,48	5,06	24,53
20—40	28,68	0,04	0,42	3,57	13,62	»	0,70	1,10	0,32	5,90	26,67
40—60	22,72	0,04	0,46	3,08	10,35	»	0,80	0,98	0,31	4,16	32,73
60—100	13,03	0,04	0,37	1,47	6,46	»	0,63	0,89	0,14	1,67	33,71
Грунт. вода	7,38	Нет	0,40	0,43	4,40	»	0,58	0,51	0,07	0,85	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	Нет	0,25	18,41	31,34	»	0,63	9,18	1,60	33,58	—
5—10	—	0,20	0,81	15,04	33,95	»	3,57	11,17	1,81	33,45	—
10—20	—	0,20	1,11	11,94	36,74	»	5,00	11,25	1,80	31,95	—
20—40	—	0,20	0,63	12,86	36,28	»	4,49	11,63	1,08	32,81	—
40—60	—	0,26	0,98	14,03	34,74	»	6,51	13,06	1,28	29,15	—
60—100	—	0,44	1,26	11,37	36,93	»	8,72	20,28	1,01	19,99	—
Грунт. вода	—	Нет	3,03	5,53	41,45	»	13,16	19,11	0,87	16,86	—

Продолжение табл. 36

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность: От норм. карб.	Щелочность: Общая	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влаж. в %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
26 июня 1941 г. — перед поливом											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	Раствор не выделен										6,77
5—10	23,73	0,04	1,02	4,27	9,42	1,50	0,72	1,01	0,57	5,12	19,09
10—20	26,20	0,09	0,81	4,19	10,79	1,36	0,74	1,40	0,46	4,92	20,31
20—40	22,12	0,07	0,79	3,71	0,04	0,75	0,74	1,12	0,32	4,14	24,07
40—60	17,45	0,07	0,43	2,30	7,97	0,43	0,76	1,02	0,21	2,68	32,01
60—100	11,50	0,07	0,54	1,29	5,77	0,10	0,64	1,81	0,12	1,48	30,57
100—130	8,80	0,04	0,33	0,77	5,11	0,04	0,63	0,62	0,13	1,10	29,87
Грунт. вода	7,50	0,03	0,39	0,47	4,30	0,02	0,61	0,55	0,06	0,74	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5—10	—	0,20	2,14	16,84	27,44	3,38	5,08	11,72	2,07	31,13	—
10—20	—	0,42	1,34	15,60	29,72	2,91	4,90	15,22	1,56	28,32	—
20—40	—	0,41	1,65	16,43	29,59	1,92	5,83	14,58	1,31	28,29	—
40—60	—	0,49	0,95	13,23	33,89	1,43	7,79	17,26	1,12	23,83	—
60—100	—	0,72	1,93	10,89	35,98	0,49	9,66	20,15	0,92	19,28	—
100—130	—	0,59	1,45	8,08	39,61	0,26	11,82	19,06	1,25	17,87	—
Грунт. вода	—	0,55	2,40	6,14	40,76	0,15	13,96	20,68	0,70	14,66	—
4 июля 1941 г. — после полива											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	174,58	0,13	1,09	30,76	73,67	10,00	1,06	4,69	4,05	46,85	29,37
5—10	38,12	0,10	0,77	7,09	15,91	1,66	0,83	1,25	0,86	9,28	27,04
10—20	25,66	0,09	0,92	3,94	11,77	0,65	0,74	0,98	0,45	5,80	25,39
20—40	24,10	0,07	0,54	3,42	11,27	0,96	0,77	0,99	0,37	5,19	25,03
40—60	17,51	0,07	0,51	2,37	8,26	0,47	0,75	0,79	0,28	3,33	34,40
Грунт. вода	9,67	0,04	0,46	0,98	5,02	0,12	0,66	0,56	0,09	1,37	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	0,09	0,26	16,79	29,74	3,12	1,03	7,49	2,01	39,47	—
5—10	—	0,31	0,81	17,50	29,04	2,35	3,65	9,06	1,93	35,35	—
10—20	—	0,42	1,57	14,53	32,11	1,38	4,85	10,60	1,51	33,03	—
20—40	—	0,37	0,88	13,54	33,02	2,19	5,44	11,49	1,35	31,72	—
40—60	—	0,47	1,19	13,11	33,73	1,50	7,37	12,85	1,42	28,37	—
Грунт. вода	—	0,56	2,14	9,73	36,87	0,70	11,67	16,42	0,89	21,02	—
10 июля 1941 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	267,80	0,09	1,00	47,94	111,99	33,33	0,84	8,15	4,64	78,33	18,10
5—10	26,45	0,05	1,44	4,79	11,09	2,00	0,72	1,11	0,54	64,38	20,31
10—20	24,60	0,08	1,32	3,85	10,41	1,15	0,70	1,23	0,41	4,98	20,91
20—40	21,87	0,07	0,55	3,35	9,71	2,00	0,75	1,01	0,36	4,69	27,10
40—60	17,87	0,07	0,60	2,44	8,02	1,51	0,76	0,96	0,22	3,38	31,95
60—100	12,77	0,03	0,39	1,58	6,24	0,50	0,73	0,78	0,15	1,93	31,34
Грунт. вода	9,15	0,04	0,36	0,83	5,06	0,13	0,62	0,57	0,07	1,31	—

Продолжение табл. 36

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность: От норм карб.	Щелочность: Общая	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
10 июля 1941 г.											
В % от суммы м-экв											
0—5	—	0,04	0,16	15,93	27,53	6,35	0,50	7,91	1,41	40,18	—
5—10	—	0,24	2,56	16,00	27,38	3,82	4,32	10,88	1,64	33,16	—
10—20	—	0,38	2,59	14,92	29,79	2,32	4,85	13,95	1,46	29,74	—
20—40	—	0,35	0,98	13,97	29,92	4,77	5,56	12,87	1,37	30,20	—
40—60	—	0,44	1,37	12,75	30,90	4,52	7,06	14,65	1,05	27,24	—
60—100	—	0,32	1,37	11,79	34,39	2,13	9,66	17,05	1,04	22,24	—
Грунт. вода	—	0,58	1,60	8,55	38,45	0,82	11,35	17,15	0,66	20,85	—
10 октября 1941 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	275,36	Нет	1,24	56,57	93,91	4,46	0,90	13,17	6,72	53,85	17,89
5—10	54,72	0,32	1,23	12,04	20,02	1,77	0,80	2,52	1,03	12,19	19,57
10—20	36,44	0,18	0,67	5,22	17,31	0,19	0,77	1,75	0,43	7,54	19,59
20—40	21,58	0,12	0,35	2,54	10,36	0,24	0,73	1,05	0,27	3,84	23,90
40—60	15,28	0,20	0,51	1,57	7,91	0,08	0,66	0,96	0,19	2,34	29,13
60—100	14,36	0,14	0,36	1,45	7,58	0,16	0,67	0,94	0,16	2,11	28,35
100—150	10,65	0,13	0,31	0,85	5,83	0,07	0,69	0,66	0,09	1,39	29,27
150—200	9,90	0,06	0,26	0,82	5,32	0,04	0,69	0,58	0,13	1,22	31,11
В % от суммы в м-экв											
0—5	—	Нет	0,28	21,88	26,86	0,99	0,62	14,88	2,37	32,14	—
5—10	—	0,67	0,58	21,07	25,90	1,77	2,50	12,91	1,65	32,93	—
10—20	—	0,57	0,48	14,09	34,56	0,30	3,72	13,80	1,06	31,42	—
20—40	—	0,67	0,30	12,04	36,32	0,66	6,18	14,55	1,19	28,09	—
40—60	—	1,55	0,36	10,14	37,63	0,32	7,54	18,06	1,16	23,24	—
60—100	—	1,16	0,29	9,87	38,06	0,62	8,17	18,65	0,99	22,19	—
100—150	—	1,45	0,26	7,94	39,94	0,41	11,39	17,92	0,76	19,93	—
150—200	—	0,72	0,86	8,38	39,78	0,27	12,41	17,31	1,24	19,04	—
18 февраля 1942 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	5,93	Нет	0,37	0,13	3,54	Нет	0,68	0,34	0,24	0,30	33,10
5—10	14,63	»	0,76	0,67	8,11	0,40	0,63	0,86	0,35	2,19	24,71
10—20	21,59	»	0,97	1,59	11,34	1,00	0,60	1,14	0,28	4,18	30,91
20—40	16,66	»	0,36	2,66	7,22	0,75	0,75	0,88	0,23	2,91	30,10
40—60	13,75	»	0,47	1,84	6,35	0,50	0,65	0,64	0,16	2,52	33,43
60—90	17,74	»	0,34	2,23	8,36	0,62	0,60	1,03	0,14	3,07	32,18
Грунт. вода	15,30	»	0,48	2,05	7,12	Не опр.	0,53	0,94	0,10	2,46	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	»	3,28	2,34	44,38	Нет	20,61	17,78	3,76	7,85	—
5—10	—	»	3,04	4,59	40,81	1,55	7,69	17,09	2,21	23,01	—
10—20	—	»	2,55	7,18	37,70	2,57	4,79	15,01	1,17	29,03	—
20—40	—	»	1,23	15,41	30,88	2,48	7,79	14,96	1,21	26,03	—
40—60	—	»	1,90	13,01	33,08	2,01	8,20	13,26	1,05	27,49	—
60—90	—	»	1,11	12,46	34,44	1,99	6,00	16,86	0,74	26,40	—
Грунт. вода	—	»	1,87	13,50	34,64	Не опр.	6,29	18,15	0,60	24,96	—

растворов сверху увеличилась с 9,9 г/л до 15,3 г/л. Столь сильные изменения концентрации почвенного раствора сопровождались соответствующими изменениями качественного состава солей во всем профиле и особенно в пахотном горизонте. Так, относительная концентрация хлоридов с 28—44 % суммы м-экв солей осенью уменьшилась в феврале до 4—14 %. Доля солей натрия соответственно уменьшилась с 60—64 % до 14—46 %. Относительная концентрация сульфатов Са и К, а также бикарбонатов Са в составе солей при этом возросла. Доля солей магния осталась практически неизменной.

В итоге анализа сезонной и межполивной динамики солей почвенного раствора солончаковых орошаемых почв Голодной Степи можно сформулировать следующие выводы:

1. В пахотных горизонтах солончаковых почв концентрация почвенного раствора в течение вегетационного периода, несмотря на весенние атмосферные осадки и вегетационные поливы, с отдельными колебаниями непрерывно увеличивается с 5—20 г/л ранней весной (февраль) до 20—173 г/л в конце весны (май) и до 30—50 и 220—275 г/л летом и к осени.

2. В подпахотных и более глубоких горизонтах почвенного профиля сезонное увеличение концентрации почвенного раствора почти не проявляется, так как эти горизонты находятся под воздействием восходящих капиллярных растворов от грунтовых вод, постоянно сменяющих снизу растворы повышенных концентраций.

Увеличение концентрации солей в почвенных растворах этих глубоких горизонтов обнаруживается лишь во влажные зимние периоды, когда сюда перемещаются минерализованные почвенные растворы с поверхности.

3. В конце зимнего влажного периода в результате разбавления и выщелачивания почвенного раствора сверху происходит резко выраженное уменьшение общей концентрации почвенного раствора, а также абсолютное и относительное уменьшение концентрации Cl', $Na^{\cdot}$, одновременно увеличивается относительная концентрация HCO'_3, SO''_4, $Ca^{\cdot\cdot}$, $K^{\cdot}$.

4. Вегетационные поливы, вследствие близости грунтовых вод (100 см) и недостаточной выровненности поля, как правило, не обеспечивают существенного уменьшения концентрации почвенного раствора и не задерживают общего процесса соленакопления в течение лета.

5. Вегетационные поливы тем не менее вызывают резкие скачки в щелочности почвенного раствора после поливов, достигающей в отдельных случаях pH 8,8.

6. Характерные для солончаковых почв в весеннее время концентрации почвенного раствора 20—40 г/л для произрастания хлопчатника не пригодны.

в) Динамика солей в почвенных растворах неорошаемых солончаков Голодной Степи

Картину солевого режима почвенных растворов неорошаемых солончаков можно представить по данным табл. 37, 38, где приводятся результаты наблюдений за период май, июль и октябрь 1941 г. и февраль 1942 г.

Первый участок (№ 5) расположен на необрабатываемом повышенном перелоге, не заливаемом водой и типичном для пухлых солончаков Голодной Степи. Амплитуда колебаний грунтовых вод от весны к осени 1941 г. здесь равна 1 м 15 см при глубине грунтовых вод 185 см весной и 300 см осенью. Минерализация грунтовых вод 20 г/л.

Второй участок (солончак № 13) расположен в тальвеге Шурузякской впадины, недалеко от коллектора, и является разновидностью коркового солончака с очень близкими (100—200 см) и минерализованными (42—47 г/л) грунтовыми водами.

На примере этих солончаков отчетливее всего можно проследить годовой цикл солевого режима. Уже весной профиль концентрации почвенных растворов в обоих солончаках имеет резко выраженный и нарастающий к поверхности почвы максимум, причем лишь самые глубокие горизонты, лежащие непосредственно над грунтовой водой, имеют почвенные растворы, по концентрации и составу аналогичные грунтовой воде. Их мощность не более 50 см. Выше по профилю почвенные растворы резко отличаются от грунтовой воды, представляя продукт ее глубокой метаморфизации.

В солончаке № 5 (пухлом) к весне область наиболее высоких концентраций почвенного раствора (30,1—167,0 г/л) охватывает верхние 0—150 см. В корковом солончаке № 13 наиболее концентрированные растворы (118—325 г/л) распределяются на глубине 0—60 см.

С такими исключительно высокими концентрациями почвенных растворов в Фергане мы не встречались; возможно, это обязано тому, что не были охвачены все варианты засоленных почв Ферганы.

В течение лета по мере опускания грунтовых вод, вследствие испарения и непрерывного перемещения новых порций капиллярных растворов от грунтовых вод к поверхности, область максимально концентрированных растворов перемещалась к поверхности. Наиболее концентрированные почвенные растворы сосредоточились в самых верхних горизонтах 5—10 см. Так, к концу июля в пухлом солончаке концентрация почвенного раствора в слое 0—5 см достигла уже 384,6 г/л, а к 9 октября— 410,5 г/л.

В верхних слоях коркового солончака в эти же сроки концентрация почвенного раствора с весенней 325,3 г/л к концу июля достигла 404,7 г/л и к октябрю 419,5 г/л.

От весны к осени параллельно с общим увеличением концентрации почвенного раствора в верхних горизонтах профиля происходило отчетливое уменьшение щелочности, отражающее, повидимому, уменьшение степени диссоциации и гидролиза. Одновременно к осени происходило увеличение в составе концентрированных растворов доли NaCl, $MgCl_2$ и относительное уменьшение сульфатов

Влажные осень и зима 1941/42 г. вызвали очень сильное переувлажнение почвенных горизонтов солончаков и к февралю 1942 г. повысили уровень грунтовых вод до 150 см в пухлом и до 20 см в корковом солончаке. Произошло замещение сверху пресными атмосферными водами кон-

Таблица 37

Динамика солей почвенного раствора неорошаемого пухлого солончака Голодной Степи (площадка № 5)

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность		Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность %
		От норм. карбон.	Общая								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
28 мая 1941 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	167,00	Нет	3,35	45,86	55,38	0,41	0,84	3,79	3,66	47,43	17,0
5—10	86,19	»	0,81	24,80	28,96	0,32	0,95	2,09	1,74	24,29	20,02
10—20	95,61	»	0,56	32,31	28,11	0,37	0,88	3,03	1,59	26,84	21,25
20—40	90,80	0,07	0,41	36,16	20,56	0,59	1,01	3,83	0,83	24,71	21,49
40—60	57,06	0,04	0,31	22,82	12,51	0,34	1,07	2,82	0,31	14,26	24,56
60—100	38,56	0,01	0,22	14,48	9,33	0,12	1,00	1,73	0,19	9,44	25,56
100—150	30,10	0,01	0,26	10,52	7,85	0,01	0,93	1,37	0,14	6,93	26,39
150—200	25,30	0,01	0,27	9,06	6,76	0,01	0,91	1,12	0,29	5,87	26,58
Грунт. вода	19,45	0,01	0,22	7,08	5,70	0,01	0,80	0,88	0,05	4,70	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	Нет	1,16	25,73	22,98	0,13	0,84	6,21	1,87	41,07	—
5—10	—	»	0,50	26,45	22,84	0,20	1,81	6,52	1,69	39,99	—
10—20	—	»	0,31	30,11	19,38	0,20	1,46	8,28	1,35	38,92	—
20—40	—	0,08	0,12	34,83	14,64	0,33	1,74	10,79	0,73	36,74	—
40—60	—	0,07	0,20	35,16	14,26	0,30	2,94	12,70	0,44	33,92	—
60—100	—	0,05	0,25	33,55	15,99	0,16	4,14	11,70	0,41	33,75	—
100—150	—	0,06	0,40	31,91	17,60	0,03	5,02	12,15	0,39	32,44	—
150—200	—	0,07	0,49	31,84	17,57	0,03	5,68	11,53	0,95	31,83	—
Грунт. вода	—	0,09	0,48	30,80	18,60	0,03	6,30	11,44	0,21	32,04	—
9 октября 1941 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	410,56	Нет	1,45	155,04	76,44	0,20	0,98	19,99	14,61	90,11	13,42
5—10	170,07	0,10	0,63	63,10	36,47	0,12	0,63	5,92	3,79	44,45	20,54
10—20	90,62	0,07	0,39	31,55	21,61	0,13	1,00	3,50	1,46	22,33	20,68
20—40	69,69	0,04	0,28	22,84	14,20	0,03	0,90	1,91	1,22	16,34	20,91
40—60	61,06	0,04	0,19	19,99	16,44	0,02	0,93	2,92	0,40	14,05	20,96
60—100	51,92	0,08	0,39	18,22	13,28	0,02	1,11	2,46	0,28	12,21	21,52
100—150	36,60	0,06	0,30	11,56	9,44	0,02	0,93	1,73	0,15	7,70	23,68
150—200	29,06	0,13	0,46	8,97	8,29	0,02	0,94	1,39	0,11	6,17	25,86
200—250	24,72	0,08	0,29	7,61	6,91	0,01	0,88	1,21	0,04	5,02	29,27
250—300	22,04	0 06	0,26	7,00	6,39	0,00	0,86	1,38	0,06	4,04	30,12
Грунт. вода	19,86	Следы	0,34	6,03	5,85	0,00	0,80	1,43	0,04	3,18	—

Продолжение табл. 37

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность		Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность %
		От норм. карбон.	Общая								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
В % от суммы м-экв											
0—5	—	Нет	0,20	36,47	13,30	0,03	0,41	13,73	3,13	32,72	—
5—10	—	0,07	0,13	34,85	14,90	0,04	0,62	9,56	1,91	37,91	—
10—20	—	0,09	0,15	32,98	16,71	0,08	1,87	10,71	1,39	36,03	—
20—40	—	0,08	0,16	34,06	15,66	0,03	2,39	8,35	1,66	37,60	—
40—60	—	0,08	0,08	30,97	18,84	0,02	2,56	13,25	0,58	33,61	—
60—100	—	0,18	0,23	32,21	17,36	0,02	3,51	12,72	0,46	33,30	—
100—150	—	0,19	0,28	30,85	18,64	0,04	4,42	13,48	0,37	31,73	—
150—200	—	0,51	0,37	29,15	19,93	0,05	5,47	13,22	0,34	30,96	—
200—250	—	0,39	0,28	29,50	19,82	0,02	6,06	13,73	0,15	30,06	—
250—300	—	0,30	0,36	29,45	19,88	0,02	6,46	17,02	0,25	26,27	—
Грунт. вода	—	Следы	0,94	28,57	20,48	0,02	6,76	19,75	0,21	23,28	—
16 февраля 1942 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	15,16	Нет	2,05	0,20	8,88	—	0,42	0,32	—	4,05	23,65
5—10	43,60	»	1,96	0,50	27,23	—	0,64	0,45	—	12,49	20,50
10—20	73,54	»	1,03	1,80	37,35	—	0,66	1,49	—	15,83	22,58
20—40	124,46	»	0,51	39,47	36,67	—	0,72	4,83	—	33,35	21,17
40—60	117,48	»	0,32	45,50	24,82	—	0,88	5,12	—	30,79	21,49
60—100	66,26	»	0,37	22,85	16,10	—	0,93	3,12	—	15,69	23,87
100—150	49,33	»	0,35	18,23	12,28	—	0,90	2,24	—	12,54	24,89
Грунт. вода	26,40	»	0,35	8,84	6,97	—	0,73	1,28	—	5,93	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	Нет	7,5	1,2	41,2	—	4,8	5,9	—	39,4	—
5—10	—	»	2,6	1,1	46,1	—	2,6	3,0	—	44,3	—
10—20	—	»	1,0	3,0	39,9	—	1,9	7,2	—	47,0	—
20—40	—	»	0,	29,5	20,2	—	0,9	10,5	—	38,7	—
40—60	—	»	0,1	35,5	14,3	—	1,2	11,7	—	37,2	—
60—100	—	»	0,3	32,6	16,9	—	2,3	13,0	—	34,9	—
100—150	—	»	0,3	33,1	16,5	—	2,9	11,9	—	35,8	—
Грунт. вода	—	»	0,7	31,1	18,1	—	4,5	13,1	—	32,5	—

Продолжение табл. 37

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность		Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность %
		От норм. карбон.	Общая								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
				3 мая 1942 г.							
				В граммах на 1 л почвенного раствора							
0—5	5,77	Нет	0,82	0,13	2,92	0,57	0,73	0,38	0,13	0,36	24,24
5—10	5,15	0,01	0,46	0,13	3,00	0,22	0,64	0,32	0,17	0,32	26,73
10—20	6,79	0,02	0,39	0,17	4,15	0,33	0,60	0,45	0,28	0,65	27,33
20—40	24,62	0,06	0,67	3,43	12,48	0,03	0,58	0,97	0,34	5,76	28,39
40—60	77,85	0,03	0,46	23,71	26,27	0,03	0,82	4,56	0,35	18,34	29,09
60—100	53,54	0,03	0,39	21,93	13,36	Следы	0,99	2,95	0,20	13,90	31,34
100—150	32,27	0,03	0,41	13,45	9,42	»	0,83	1,69	0,12	9,15	30,33
Грунт. вода	30,65	Нет	0,41	11,67	8,35	»	0,75	1,56	0,04	7,94	—
				В % от суммы м-экв							
0—5	—	Нет	7,75	2,23	34,78	5,24	20,95	18,14	1,91	9,00	—
5—10	—	0,39	4,51	2,53	40,27	2,31	20,92	17,04	2,94	9,10	—
10—20	—	0,39	2,71	2,37	41,92	2,61	14,55	18,03	3,51	13,91	—
20—40	—	0,27	1,22	13,14	35,29	0,08	3,99	10,82	1,20	33,99	—
40—60	—	0,04	0,27	27,30	22,37	0,02	1,68	15,36	0,37	32,59	—
60—100	—	0,05	0,30	34,22	15,43	Следы	2,77	13,46	0,29	33,48	—
100—150	—	0,09	0,50	32,54	16,87	»	3,58	11,95	0,28	34,20	—
Грунт. вода	—	Нет	0,67	32,27	17,06	»	3,41	12,63	0,11	33,86	—

центрированных почвенных растворов, находившихся осенью в верхних горизонтах. В пухлом солончаке (площадка № 5) в верхних горизонтах (0—20 см) концентрация почвенного раствора уменьшилась до 15—73 г/л. Максимальная концентрация почвенного раствора 124—117 г/л переместилась в подпахотные горизонты 20—60 см. Соляной почвенный раствор был продавлен фильтрационными опресненными водами сверху до грунтовой воды включительно, что вызвало подъем их уровня и увеличение минерализации с 20 г/л осенью 1941 г. до 26 г/л в феврале 1942 г.

В почвенном растворе коркового влажного солончака (площадка № 13) произошли еще более глубокие изменения. С огромной величины 250—420 г/л осенью 1941 г. концентрация почвенного раствора в верхних 0—10 см уменьшилась к февралю 1942 г. до 7—13 г/л. Уровень грунтовых вод поднялся до 20 см от поверхности. Минерализация грунтовых вод, несмотря на то, что в них был сброшен концентрированный почвенный раствор, уменьшилась с 42 г/л осенью 1941 г. до 9 г/л в феврале 1942 г.

Таким образом, опресненные атмосферными осадками почвенные растворы прошли до грунтовых вод и за счет дальнейшего поступления атмо-

Таблица 38

Динамика солей почвенного раствора коркового неорошаемого солончака Голодной Степи (площадка № 13)

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность		Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность %
		От норм. карбон.	Общая								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
27 мая 1941 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	325,31	Нет	1,34	91,09	109,03	0,36	0,21	10,00	2,53	91,23	24,03
5—10	147,70	»	1,34	48,36	45,78	0,39	0,35	5,53	1,35	42,24	25,38
10—20	119,72	»	1,46	41,79	33,53	0,25	0,40	5,45	1,31	32,24	25,06
20—40	123,03	»	0,28	47,21	29,41	0,09	0,44	5,67	0,86	33,07	26,64
40—60	118,41	»	0,32	46,27	27,31	0,18	0,51	5,76	0,70	31,35	27,40
60—100	59,70	»	0,23	19,49	17,77	0,08	0,44	2,63	0,34	15,55	30,28
100—150	43,86	»	0,44	13,65	13,49	0,06	0,25	1,83	0,24	11,53	23,80
Грунт. вода	46,78	»	0,40	15,84	13,69	0,01	0,24	2,18	0,21	12,45	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	»	0,23	26,37	23,34	0,06	0,11	8,46	0,67	40,76	—
5—10	—	»	0,47	29,05	20,34	0,14	0,38	9,71	0,74	39,17	—
10—20	—	»	0,63	30,92	18,35	0,11	0,53	11,77	0,88	36,82	—
20—40	—	»	0,12	34,12	15,72	0,04	0,58	11,97	0,57	36,88	—
40—60	—	»	0,14	34,65	15,13	0,08	0,68	12,61	0,48	36,24	—
60—100	—	»	0,21	29,69	20,03	0,07	1,22	11,74	0,47	36,57	—
100—150	—	»	0,45	28,53	20,86	0,07	1,10	11,22	0,47	37,20	—
Грунт. вода	—	»	0,37	30,22	19,32	0,02	0,83	12,14	0,37	36,67	—
30 июля 1941 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	404,71	Нет	0,85	165,82	96,58	3,03	1,45	22,29	5,35	108,16	14,64
5—10	249,96	0,05	0,51	107,56	48,08	1,87	0,74	9,63	2,70	72,99	15,76
10—20	168,97	0,04	0,34	64,26	36,99	1,05	2,72	6,85	2,04	42,58	14,97
20—40	142,58	0,03	0,29	56,26	31,85	1,01	1,06	6,23	0,94	38,63	15,72
40—60	121,33	0,04	0,36	45,23	34,27	0,61	0,88	5,73	0,57	33,89	22,91
60—100	76,04	0,06	0,22	25,37	21,49	0,20	0,89	3,76	0,25	18,59	25,72
100—150	59,88	0,06	0,40	20,13	18,21	0,31	0,87	2,94	0,23	15,32	22,83
150—200	50,26	0,08	0,49	16,54	14,94	0,27	0,86	2,45	0,18	12,43	21,92
200—250	48,10	0,08	0,49	16,27	14,36	0,05	0,93	2,33	0,22	12.02	24,29
Грунт. вода	43,80	0,04	0,57	15,30	13,02	0,14	0,90	2,19	0,11	11,18	—

Продолжение табл. 38

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность		Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по равн.	Полевая влажность, %
		От норм. карбон.	Общая								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
30 июля 1941 г.											
В % от суммы м-экв											
0—5	—	Нет	0,10	34,62	14,91	0,36	0,54	13,59	1,02	34,86	—
5—10	—	0,02	0,08	37,21	12,30	0,37	0,46	9,73	0,85	38,97	—
10—20	—	0,03	0,08	34,77	14,80	0,33	2,62	10,82	1,00	35,56	—
20—40	—	0,02	0,08	34,91	14,62	0,36	1,17	11,30	0,53	37,00	—
40—60	—	0,04	0,11	31,79	17,82	0,25	1,10	11,76	0,37	36,76	—
60—100	—	0,09	0,07	30,57	19,14	0,14	1,92	13,22	0,28	34,57	—
100—150	—	0,10	0,24	29,59	19,80	0,27	2,29	12,65	0,31	34,76	—
150—200	—	0,18	0,34	29,50	19,71	0,28	2,73	12,77	0,30	34,20	—
200—250	—	0,18	0,35	29,89	19,52	0,05	3,04	12,50	0,37	34,08	—
Грунт. вода	—	0,11	0,55	30,18	19,00	0,16	3,15	12,61	0,20	34,03	—
9 октября 1941 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	419,56	Нет	0,91	145,84	96,37	0,19	0,42	22,75	7,03	93,40	12,43
5—10	249,94	Следы	0,31	94,11	49,73	0,11	0,42	9,24	3,00	65,22	13,52
10—20	159,42	0,02	0,23	58,20	34,66	0,09	0,91	6,97	1,46	39,32	14,04
20—40	138,43	0,04	0,21	48,56	37,96	0,03	0,89	6,73	0,02	35,38	15,39
40—60	115,84	0,04	0,21	37,80	29,98	0,03	0,93	5,70	0,51	26,79	20,18
60—100	66,20	0,04	0,19	21,21	18,76	0,04	0,88	2,98	0,38	15,93	28,26
100—150	52,20	0,10	0,31	15,77	15,78	0,02	0,88	2,39	0,25	12,21	22,39
150—200	47,68	0,14	0,43	14,68	14,67	0,01	0,88	2,30	0,21	11,22	22,96
Грунт. вода	42,76	Следы	0,57	12,71	13,18	0,00	0,93	1,98	0,17	9,84	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	Нет	0,12	33,49	16,37	0,03	0,17	15,26	1,47	33,10	—
5—10	—	Следы	0,07	35,88	14,02	0,03	0,29	10,29	1,04	38,38	—
10—20	—	0,02	0,06	34,63	15,25	0,03	0,97	12,12	0,79	36,12	—
20—40	—	0,04	0,05	31,62	18,28	0,01	1,03	12,80	0,61	35,56	—
40—60	—	0,05	0,06	31,44	18,44	0,02	1,38	13,84	0,39	34,39	—
60—100	—	0,08	0,08	30,11	19,69	0,04	2,22	12,37	0,50	34,91	—
100—150	—	0,23	0,10	28,53	21,11	0,03	2,83	12,64	0,42	34,09	—
150—200	—	0,33	0,17	28,45	21,03	0,02	3,03	13,02	0,38	33,57	—
Грунт. вода	—	Следы	0,73	27,88	21,38	0,01	3,63	12,73	0,35	33,30	—

Продолжение табл. 38

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочность		Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.	Полевая влажность %
		От норм. карбон.	Общая								
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
19 февраля 1942 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	7,72	Нет	0,54	0,35	4,34	—	0,76	0,32	—	1,03	29,40
5—10	13,15	»	0,54	0,38	7,75	—	0,57	0,33	—	2,97	26,66
10—20	11,05	»	0,37	0,35	7,52	—	0,58	0,17	—	2,97	26,37
Грунт. вода	9,15	»	0,20	0,59	5,34	—	0,47	0,24	—	2,02	—
В % от суммы м-экв											
0—4	—	»	4,1	4,5	41,8	—	17,0	12,1	—	20,5	—
5—10	—	»	2,5	3,0	44,3	—	7,9	7,5	—	34,8	—
10—20	—	»	1,8	2,9	45,3	—	8,3	4,3	—	37,4	—
Грунт. вода	—	»	1,3	6,4	42,3	—	8,9	7,9	—	33,2	—
7 мая 1942 г.											
В граммах на 1 л почвенного раствора											
0—5	19,68	0,05	0,40	1,56	9,59	0,03	0,75	0,93	0,22	3,00	30,16
5—10	11,07	0,01	0,56	0,60	6,84	0,60	0,51	0,65	0,24	2,12	30,55
10—20	11,32	0,01	0,59	0,49	5,46	0,21	0,60	0,44	0,23	1,57	31,10
20—40	15,42	0,03	0,50	1,02	9,31	Следы	0,49	0,44	0,30	3,72	33,51
40—60	25,17	0,02	0,45	4,50	11,52	Нет	0,67	0,77	0,22	6,24	36,60
60—90	39,25	0,01	0,40	8,37	16,41	»	0,63	1,49	0,18	9,76	35,48
Грунт. вода	44,91	Нет	0,36	14,20	14,59	»	0,65	2,05	0,22	11,55	—
В % от суммы м-экв											
0—5	—	0,36	0,96	8,77	39,80	0,12	7,48	15,36	1,16	2,600	—
5—10	—	0,11	2,47	4,76	39,95	2,71	7,21	15,19	1,75	25,84	—
10—20	—	0,21	3,26	4,96	40,36	1,20	10,64	12,87	2,17	24,32	—
20—40	—	0,26	1,51	6,27	41,96	Следы	5,30	7,98	1,68	35,04	—
40—60	—	0,10	0,88	16,95	32,06	Нет	4,49	8,48	0,78	36,28	—
60—90	—	0,03	0,53	20,19	29,25	»	2,72	10,55	0,40	36,32	—
Грунтов. вода	—	Нет	0,42	28,17	21,41	»	2,31	11,92	0,40	35,36	—

сферных вод резко уменьшили минерализацию грунтовых вод к февралю 1942 г.

Наибольшему выщелачиванию в почвенных растворах подверглись в обоих солончаках Cl', $Na^{\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$, концентрация которых уменьшилась особенно сильно. За счет их выноса и дополнительного растворения гипса и углекислого Са в почвенном растворе солончаков в феврале 1942 г. резко увеличилась доля участия сульфатов и бикарбонатов Са. Но уже к маю 1942 г. почвенные растворы коркового влажного солончака обнаруживают сильное увеличение концентрации (до 11—20 г/л) и интенсивное увеличение абсолютной и относительной концентрации Cl', $Na^{\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$.

Опресненная верховодка, наслоенная на высокоминерализованные грунтовые воды солончака № 13, к маю уже была израсходована на испарение, и поэтому минерализация грунтовых вод с 9 г/л в феврале 1942 г. вновь поднялась до 45 г/л к 7 мая 1942 г.

Глава IV

СОЛЕНАКОПЛЕНИЕ В ГРУНТАХ И ПОЧВАХ

1. Общие особенности соленакопления в грунтах и почвах

Выше неоднократно отмечалось, что процесс накопления легкорастворимых солей в грунтовых водах и в почвенных растворах сопровождается одновременным накоплением менее растворимых солей в грунте и почвенных горизонтах.

По мере того как грунтовые воды и почвенные растворы, расходуясь на испарение, повышают концентрацию солей, наименее растворимые из них, достигая точки насыщения, начинают выпадать в твердый осадок, вызывая обогащение почвы и породы солями и различными вторичными соединениями.

Процесс накопления солей в грунте начинается, естественно, с таких наименее растворимых соединений, как соединения железа и кремнезема, карбонаты кальция и т. д. В дальнейшем по мере увеличения общей концентрации солей в почвенном растворе и грунтовой воде к ним присоединяется гипс, Na_2SO_4 и позднее $MgSO_4$. И только из предельно-высококонцентрированных растворов, достигающих величин порядка 350—300 г/л, начинается выпадение в осадок и накопление в грунте таких соединений, как NaCl.

В общем виде процесс накопления легкорастворимых солей в грунтах и почвах хорошо иллюстрируется графиками соленакопления, составленными по нашим данным для Голодной Степи и Ферганы — двух резко различающихся между собой по химизму солей районов (рис. 28, 29).

На графиках по оси абсцисс отложено содержание легкорастворимых солей, определяемых водной вытяжкой и выраженных в кг на толщу почв до грунтовой воды в призме сечением 1 м². По оси ординат отложено в тех же единицах содержание отдельных ионов.

Из этих данных можно видеть, что содержание легкорастворимых солей в толще почв над грунтовой водой колеблется в пределах 5—120 кг или в пересчете на гектар — от 50 до 1200 т.

Несмотря на то, что Голодная Степь в отношении грунтовых вод является районом сульфатно-хлоридного засоления, соли, накапливающиеся в почвах и грунтах Голодной Степи, отличаются колоссальным преобладанием сульфатов. Это типично для почв почти всех степеней за-

соления, исключая самые высокие — больше 800 т/га, что для Голодной Степи является редким.

Хлориды в составе солей, накопляющихся в грунтах и почвах Голодной Степи, выходят на первое место лишь в почвах самых максимальных степеней засоления — порядка 1200 т/га.

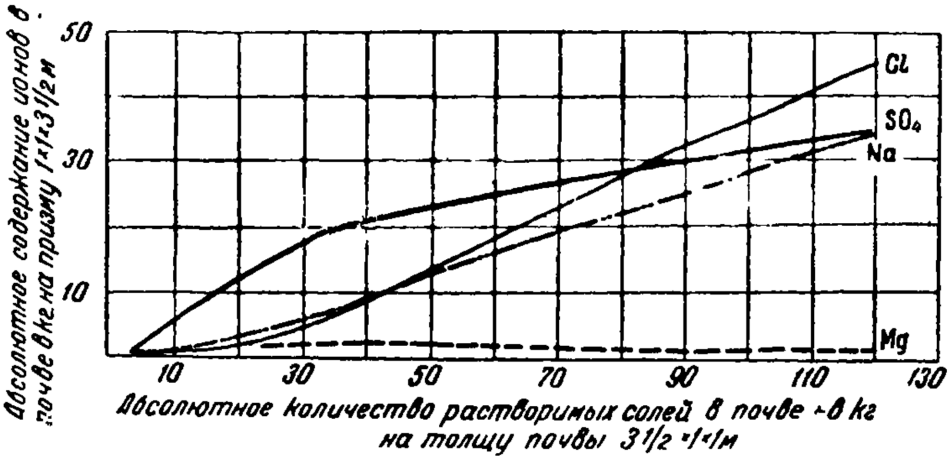


Рис. 28. Соленакопление в грунтах и почвах Голодной Степи.

Судя по кривой поведения $Mg^{\cdot\cdot}$, можно видеть, что накопление последнего в грунтах и почвах в форме легкорастворимых соединений как при малых, так и при максимально высоких степенях засоления почв в Голодной Степи практически почти не происходит.

Резко выраженную кривую накопления обнаруживает $Na^{\cdot}$. Сопоставляя его с кривой накопления SO''_4, можно видеть, что основным компонентом из легкорастворимых солей, накопляющихся в грунтах и почвах Голодной Степи, является Na_2SO_4. Подчиненное значение имеет хлорид Na.

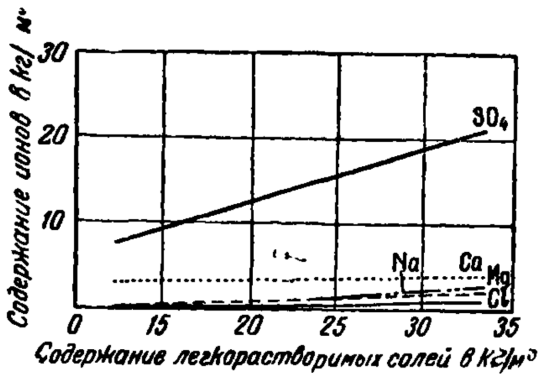


Рис. 29. Соленакопление в грунтах и почвах Ферганской долины.

Еще более отчетливую картину накопления в засоленных почвах и грунтах сернокислых солей обнаруживает Центральная Фергана. Из рис. 29 можно видеть, что запас солей в почвах Ферганы соответствует запасу солей в почвах Голодной Степи. И здесь в максимально засоленных почвах и солончаках содержание легкорастворимых солей составляет 35 кг в толще до грунтовой воды. Но нужно иметь в виду, что грунтовые воды в Фергане залегают на глубинах 1,5—2,5 м, в то время как в Голодной Степи грунтовые воды залегали на период исследований (1937—1939 г.) на значительно большей глубине — 3,5—4,5 м. Соответственно запасы легкорастворимых солей в Фергане рассчитаны на толщу в 1 м, а в Голодной Степи — на толщу 3,5 м.

Таким образом, в грунтах и почвах Ферганы процесс абсолютного соленакопления выражен несравненно сильнее, поскольку 1-м толща

почвы накапливает здесь солей столько же, сколько в Голодной Степи толща в 3,5 м.

В засоленных почвах Ферганской долины преобладающее содержание сульфатов в составе солей, накапливающихся в грунтах, выражено еще более резко, чем в Голодной Степи.

При всех степенях засоления сульфаты намного преобладают в составе солей (8—22 кг SO_4'').

Хлориды, судя по кривой накопления Cl', занимают подчиненное место; лишь при максимальных степенях засоления почв содержание Cl', достигает величины около 1—2 кг.

Ничтожно также накопление $Mg^{\cdot\cdot}$ — не больше 2—3 кг. Несколько выше содержание $Na^{\cdot}$, и на первом месте находится $Ca^{\cdot\cdot}$, накапливающийся в количествах около 4—5 кг.

Таким образом, засоленные почвы Голодной Степи и Ферганской долины, отражая свойственные этим районам различия в соотношении сульфатов и хлоридов, вместе с тем обнаруживают одну общую закономерность накопления легкорастворимых солей. Грунт и почвенные горизонты в основном задерживают и накапливают в себе сульфаты Na и сульфаты Ca. Накопление хлоридов Na и Mg обнаруживается лишь в слабой степени и при особенно высоких степенях общего засоления в шоровых солончаках. Кроме того, накопление этих солей должно быть отнесено на почвенные растворы, как это показано выше.

Процесс накопления сернокислых соединений в почвах и грунтах при засолении особенно отчетливо выражен на примере гипса.

На рис. 30 показана зависимость накопления суммы легкорастворимых солей и гипса в почвах от глубины залегания грунтовых вод в Голодной Степи. Из этого графика можно видеть, что при всех степенях засоления почв в Голодной Степи содержание гипса превышает содержание легкорастворимых солей. При этом в почвах слабо- и среднезасоленных абсолютные запасы гипса в 3-м толще почвы превышают запасы легкорастворимых солей в 1.5—2 раза, выражаясь величинами порядка 400—500 т/га. В почвах же сильнозасоленных и солончаках абсолютное содержание гипса превышает содержание легкорастворимых солей в 3—4 раза, достигая в солончаках величины 4000—6000 т/га.

Кривая накопления гипса в солончаковых почвах обнаруживает, так же как и кривая накопления легкорастворимых солей, теснейшую зависимость от грунтовых вод. Чем ближе грунтовые воды, тем процесс гипсонакопления, так же как и процесс накопления легкорастворимых солей, в прогрессивной степени возрастает. Процесс гипсонакопления в солончаках выражен несравненно сильнее, чем накопление легкорастворимых солей.

Таким образом, как кривые общего соленакопления в засоленных грунтах и почвах Голодной Степи и Ферганы, так и отдельно кривая накопления гипса обнаруживают согласно, что процесс засоления для почв и грунтов характеризуется преимущественным накоплением в них сернокислого Ca и сернокислого Na, составляющих наибольшую долю солей.

выпадающих в осадок из почвенных растворов и грунтовых вод. В еще большей степени сказанное необходимо отнести к углекислому кальцию, также необратимо выпадающему в осадок.

Обнаруживаемое водными вытяжками накопление в наиболее засоленных почвах хлоридов натрия и магния относится не к твердой фазе почвы и грунта, а к почвенным растворам, либо же к соленосным корам или самым поверхностным 0—2—5 см горизонтам солончака.

Преимущественный переход карбонатов Ca и Mg, сульфатов Na и сульфатов Ca в твердую фазу грунта и почвы представляет собой характерную черту соленакопления в грунтах и почвах, отличающую этот процесс от соленакопления в грунтовых водах и почвенных растворах.

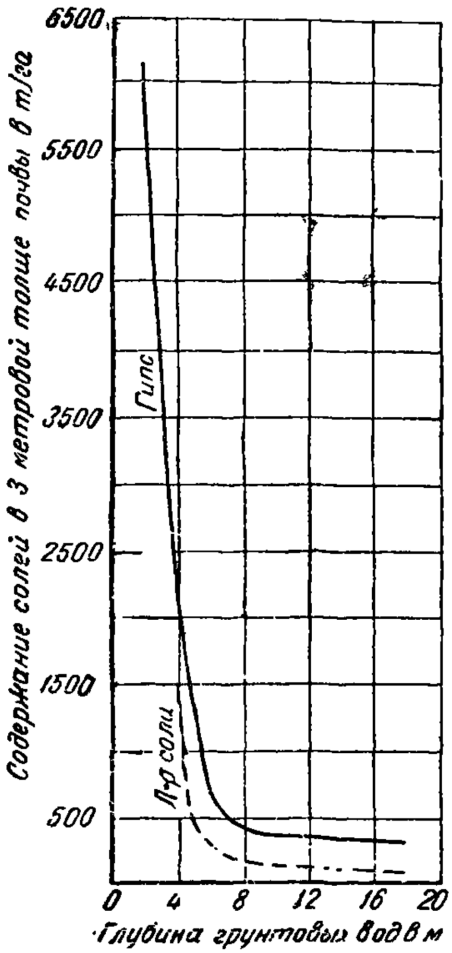


Рис. 30. Накопление легкорастворимых солей и гипса в грунтах и почвах Голодной Степи в зависимости от глубины грунтовых вод.

Каков же механизм процесса разделения солей между грунтовыми водами и почвенным раствором, с одной стороны, и твердой фазой почвы и грунтов, с другой стороны?

Решающим фактором, который определяет эту дифференциацию углекислого Ca, гипса и сульфатов Na от хлоридов Mg и Na и сульфатов Mg, является низкая растворимость первых и высокая растворимость вторых. Но возможность проявления этого фактора тесно связана с сезонной динамикой грунтовых вод и почвенных растворов.

После зимнего сезонного промывания легкорастворимых солей в нижнюю часть профиля и в грунтовые воды с первыми теплыми весенними днями начинается сезонное засоление и накопление солей в профиле почвы и в особенности в верхнем горизонте ее. В наиболее активной форме процессы сезонного соленакопления проявляются в самых верхних слоях почвы (0—2, 0—5 см). По составу и содержанию солей в этой поверхностной корке на период весны и осени можно судить о размахе процесса соленакопления и о соединениях, которые участвуют в этом процессе.

Как показывает рис. 31 и 31а, весной в засоленных почвах Голодной Степи в верхней корочке 0—2 см сумма солей даже в наиболее засоленных почвах не превышает 50 м/экв. При этом в составе солей преобладают SO_4'', $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$, а Cl' и $Mg^{\cdot\cdot}$ составляют ничтожную долю, скопляясь в несколько повышенном количестве — около 10 м-экв каждый — лишь в солончаках.

Таким образом, по солевому составу верхних 2 см засоленной почвы можно видеть, что сезонные процессы выщелачивания легкорастворимых

Таблица 39

Зоны накопления солей в профиле солончаков в %

Глубина в см	Легкорастворимые соли	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	$CaCO_3$	Глубина в см	Легкорастворимые соли	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	$CaCO_3$
Фергана № 379. Урочище Сары-су				*Фергана № 3. Урочище Буг*			
0—1	43,23	19,94	6,86	0—1	1,42	6,62	12,72
3—5	61,46	14,39	4,43	1—12	6,83	12,60	12,95
5—9	5,06	28,24	13,66	12—20	2,68	28,38	10,09
9—12	3,20	36,15	29,97	20—30	1,85	45,74	7,07
12—30	3,13	28,51	17,45	30—50	2,13	28,93	15,91
30—40	1,71	29,69	23,61	50—70	2,52	7,81	20,16
40—50	1,48	20,95	28,32	85—110	2,03	3,94	19,80
50—60	1,52	23,80	15,43	110—150	2,09	5,03	25,00
70—105	1,49	13,61	30,22	160—190	1,75	3,92	24,75
110—150	1,54	22,25	27,77	220—295	1,29	15,2	22,00
150—160	1,72	20,07	28,82				
160—170	1,97	21,25	27,77				
Голодная Степь № 67. Джеты-Сай				*Голодная Степь № 7. Тузкане*			
0—0,5	28,16	4,49	5,98	0—2	3,46	23,56	5,05
0,5—4,5	18,96	3,67	5,80	2—12	7,86	22,84	4,50
4,5—5	5,36	3,68	8,29	12—23	4,70	26,35	3,68
5—17	3,06	6,35	11,77	23—35	3,82	40,90	2,29
17—29	2,69	5,76	12,37	35—46	2,53	88,01	Следы
29—48	1,26	0,88	13,52	46—57	2,29	84,92	»
48—65	1,90	1,26	16,23	60—70	1,78	86,47	1,98
65—78	1,26	0,28	13,52	95—115	3,71	18,66	13,00
78—88	2,40	0,33	13,71	115—130	3,36	14,64	13,00
88—100	1,18	0,38	16,23	135—155	3,37	18,33	14,00
140—170	1,37	0,74	16,23	155—190	2,82	26,57	12,21
Фергана № 40				*Бухара № 65*			
0—5	5,41	21,13	12,27				
5—18	2,23	20,37	15,68	0—0,2	24,96	5,77	10,80
18—35	2,10	9,26	22,16	0—10	3,90	1,71	16,00
35—67	1,75	6,32	27,61	12—22	1,06	1,36	15,59
67—100	1,59	5,34	30,01	25—35	0,40	0,61	18,00
100—110	1,63	7,77	47,05	65—75	0,39	0,78	18,18
110—140	0,79	2,05	58,78	100—110	0,28	0,36	18,60
140—160	0,30	0,49	69,55				
190—225	0,43	0,33	55,46				
225—245	0,30	0,32	42,28				

солей в течение зимы и весны приводят к выносу хлоридов и остаточному накоплению сульфатов Ca и Na. Выше это же было показано на анализе сезонной динамики солей в почвенных растворах, которые в течение влажного зимнего периода сильно снижают концентрацию солей (особенно хлоридов), отдавая их в грунтовые воды.

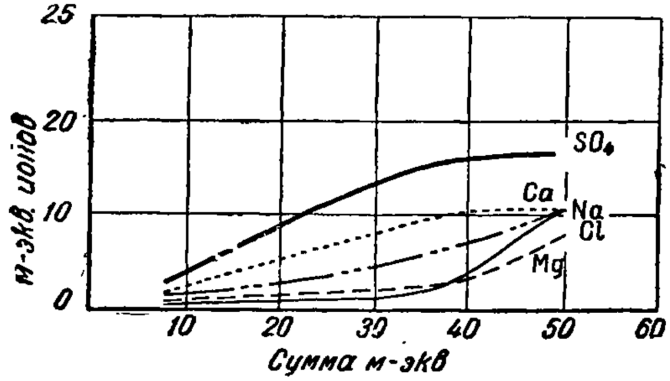


Рис. 31. Сезонное движение солей в поверхностных слоях почв Голодной Степи (горизонт 0—2 см). Весна.

К осени в результате сезонного соленакопления в тех же верхних 2 см почвы сумма легкорастворимых солей возрастает в 5—7 раз, достигая 350 м-экв. При этом содержание сульфатов возрастает в сравнительно ограниченной степени, всего лишь в 2—2,5 раза, а количество хлоридов возрастает в 5—10 раз. Весенний (после сезонного рассоления) сульфатный состав верхних горизонтов солончаков сменяется, таким образом, к осени в результате сезонного засоления сульфатно-хлоридным составом.

Столь же резко, в 5—10 раз против весны, возрастает доля участия $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$. Содержание переходящего в водную вытяжку $Ca^{\cdot\cdot}$ возрастает всего лишь в два раза.

Отсюда вытекает важное следствие, что в процессе сезонного соленакопления увеличение количества легкорастворимых солей в почве про-

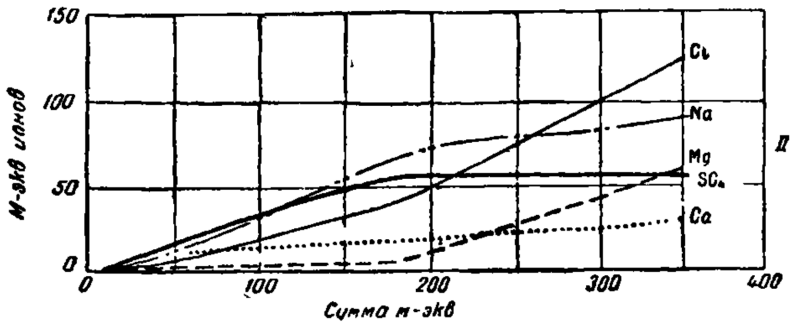


Рис. 31а. Сезонное движение солей в поверхностных слоях почв Голодной Степи (горизонт 0—2 см). Осень.

исходит за счет интенсивного притока снизу NaCl, $MgCl_2$, Na_2SO_4, $CaSO_4$, но в последующем, в результате сезонного рассоления, протекающего во влажный и холодный период времени года, сезонному выщелачиванию подвергаются лишь наиболее растворимые соединения NaCl и $MgCl_2$, в то время как выпадавшие из раствора в твердую фазу $CaCO_3$, $CaSO_4$ и в значительной степени (особенно на холоду) Na_2SO_4 необратимо остаются в грунте, не выносясь нисходящими токами.

В процессе движения капиллярных растворов грунтовой воды и почвенных растворов к дневной поверхности по мере расходования их на испарение и роста общей концентрации растворенных в них солей прежде

всего достигают насыщения соединения железа и кремнезема, затем после насыщения раствора бикарбонатами Ca начинается выпадение $CaCO_3$. Эти соединения выпадают из раствора обычно в самых глубоких горизонтах профиля почвы. После этого наступает насыщение растворов гипсом, и последний в свою очередь начинает выпадать в грунт уже вместе с углекислым Ca, образуя в профиле зону накопления гипса над зоной накопления углекислого Ca; соли же легко растворимые ($NaCl$, $MgSO_4$, Na_2SO_4), не достигнув состояния насыщения раствора, совместно с насыщенными

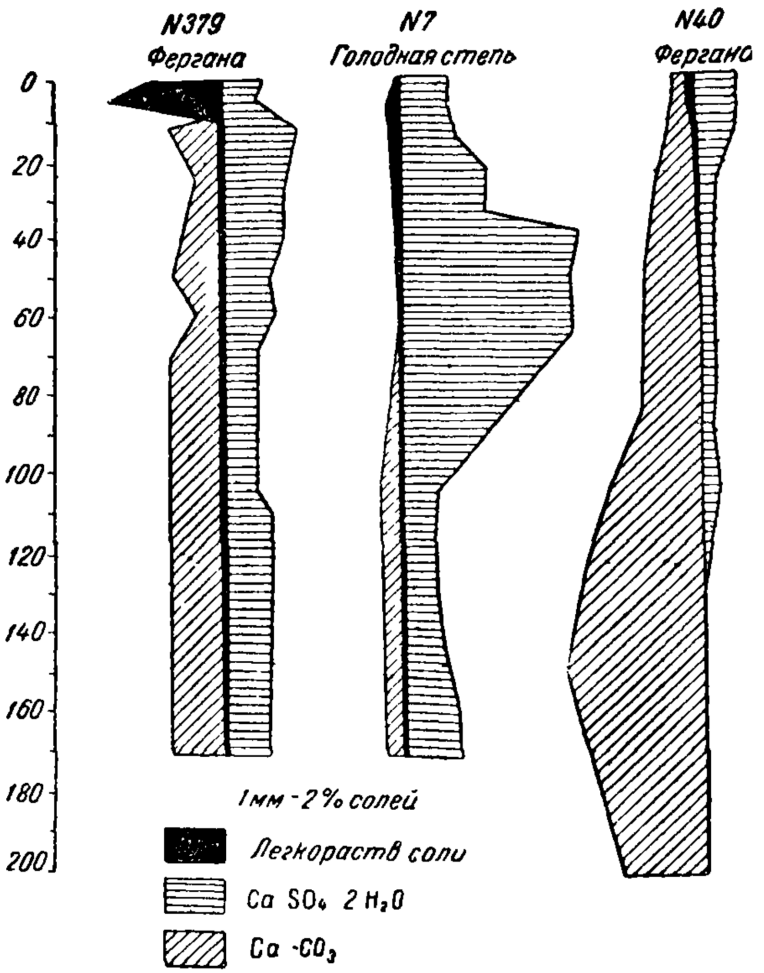


Рис. 32. Зоны накопления солей в профиле засоленных почв при испарении почвенногрунтовых вод.

растворами гипса и бикарбонатов Ca (очевидно, и соединений SiO_2) доходят до поверхностных горизонтов и только здесь насыщают раствор и выпадают в осадок, образуя третью по профилю зону соленакопления, представленную смесью всех этих солей. В тех случаях, когда уровень грунтовых вод лежит очень близко к поверхности (1—2 м), горизонты максимального накопления гипса и легкорастворимых солей совмещаются у поверхности. Если же уровень грунтовых вод залегает на глубине 2,5—3,5 м, то обычно зоны соленакопления в профиле грунта и почвы обособляются отдельно — глубже всего зона накопления углекислого кальция, над нею зона гипса, и выше всего зона легкорастворимых солей; последняя смещается в зависимости от времени года (табл. 39, рис. 32).

Этот процесс накопления в грунте наименее растворимых солей протекает в разгаре процессов испарения и транспирации, т. е. поздней весной, летом и осенью. Зимой и ранней весной увлажнение атмосферными осадками вызывает растворение легкорастворимых солей ($NaCl$, $MgSO_4$) и вынос их нисходящими токами в грунтовые воды, где они повышают минерализацию последних. Сульфаты же Na, а также гипс и углекислый Ca фиксируются в местах выпадения их в осадок почти необратимо и в грунтовые воды при сезонном (зимне-весеннем) рассолении возвращаются лишь в небольшой степени.

С конца весны очередной годовой цикл сезонного соленакопления повторяется вновь, сменяясь затем в дождливый сезон новым рассолением и обогащением грунтовых вод легкорастворимыми солями.

Вековое существование солевого режима этого типа приводит к дифференциации солей, приносимых грунтовыми водами, таким образом, что соединения R_2O_3 и SiO_2, $CaMg(CO_3)_2$, $CaCO_3$ и $CaSO_4$ необратимо накопляются в грунтах и почвах; Na_2SO_4 распределяется между почвенными горизонтами и грунтовой водой, образуя пухлые соленосные горизонты солончаков, а $NaCl$, $MgCl_2$, $MgSO_4$ и часть Na_2SO_4 накопляются и циркулируют в почвенных растворах, а также вследствие обратимости солевого режима в грунтовых водах.

Сернокислый Na, интенсивно приходя на поверхность почвы в период сезонного засоления, в зимний период и весной, ввиду низкой растворимости на холоду, выщелачивается значительно меньше хлоридов и поэтому сохраняется и из года в год накопляется в верхних почвенных горизонтах солончаков. Это обстоятельство уже было отмечено В. С. Малыгиным, А. А. Шошиным, а также П. А. Керзумом и О. А. Грабовской.

В итоге развиваются солончаковые почвы, богатые сульфатами Na, сравнительно бедные хлоридами, но гипсоносные и высококарбонатные; грунтовые же воды, подстилающие эти же почвы, обычно по сравнению с засоленными почвами более богаты хлоридами, содержат мало гипса и небольшое количество бикарбонатов Ca.

Едва ли будет правильным утверждать, что главная масса легкорастворимых солей в процессе соленакопления поступает в грунты и почвы. Повидимому, наоборот, главная масса $NaCl$, $MgCl_2$, $MgSO_4$ будет накапливаться и находиться в грунтовых водах.

Процесс соленакопления в грунтах и почвах является также определяющим для процесса соленакопления в грунтовых водах. Будет неправильным и односторонним утверждать, что минерализованные грунтовые воды засоляют почву и грунт. Наоборот, в процессе векового существования рассмотренного типа солевого режима грунтовые воды сами из пресных постепенно переходят в минерализованные.

Наконец, в качестве общего вывода из рассмотрения закономерностей соленакопления в грунтах следует отметить, что наряду и кроме перехода в них собственно легкорастворимых солей параллельным и характерным процессом, количественно выраженным несравненно более

интенсивно, является процесс закарбоначивания и загипсовывания засоленных грунтов и почв.

Сопоставляя полученные нами выводы с геохимическими построениями В. М. Гольдшмидта, А. Е. Ферсмана, Б. Б. Полынова и Л. В. Пустовалова, можно видеть, что процессы миграции, накопления и дифференциации солей между грунтами, грунтовыми водами и почвенными растворами подчинены в общем смысле этим закономерностям.

Схемы В. М. Гольдшмидта подсказывают более раннее выпадение из растворов в грунт и пространственное обособление соединений железа

Таблица 40

Последовательность образования осадков соляных бассейнов (по А. Е. Ферсману, 1934)

Зоны	Характерные элементы и минералы
Кремневых отложений	SiO_2
Железистых осадков	Fe — лимонит
Карбонатов Ca и Mg	Ca, Mg, CO_2 — кальцит, доломит
Гипса	Ca, SO_3 — гипс, иногда NaCl
Ангидрита	Ca, SO_3 (Na), (Cl) — ангидрит, NaCl
Полигалита	Ca, Mg, K, SO_3, Na (Cl) — полигалит NaCl
Астраханита	Na, (K), Mg, SO_3 (Cl) — астраханит, рейхардит, леонит, NaCl
Каинита	Na, K, Mg, Cl, SO_3 — каинит, кизерит, карналит, NaCl
Карналита	Na, K, Mg, Cl — карналит+NaCl
Бишофита	Na, (K), Mg, Cl — карналит, бишофит+NaCl

и марганца, затем карбонатов Ca и Mg и, наконец, соединений Na, Mg и K.

По А. Е. Ферсману, при образовании осадков в соляных бассейнах из растворов прежде всего будут выпадать, обособляя пространственные зоны, осадки кремнеземистые, железистые, затем содержащие карбонаты Ca и Mg, за которыми следуют выпадение и образование зон гипсов и ангидритов и, наконец, выпадение и образование зон, представленных наиболее растворимыми солями (табл. 40).

Близкую схему химической осадочной дифференциации вещества дает Л. В. Пустовалов (рис. 33).

Из этой схемы следует, что после выпадения окислов железа, марганца и силикатов начинается образование осадков $CaCO_3$ и доломита,

которые сменяются и во времени и в пространстве последовательно образующимися зонами $CaSO_4$, NaCl, KCl и $MgCl_2+MgSO_4$.

Для понимания процессов соленакопления и дифференциации солей в грунтах, почвенных растворах и грунтовых водах мы также можем руководствоваться и пользоваться этими схемами. Однако специфичность почвообразовательных процессов позволяет нам внести ряд коррективов и уточнений в эти схемы.

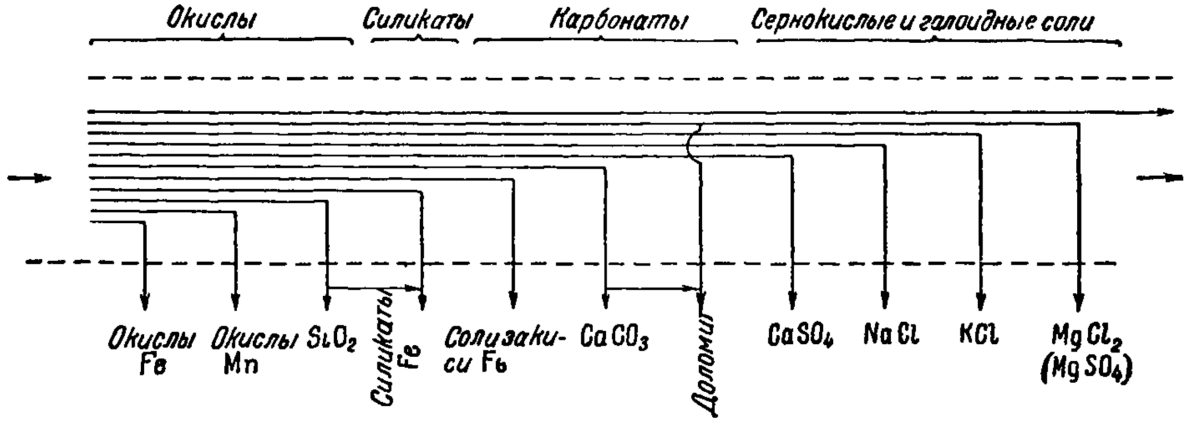


Рис. 33. Схема химической осадочной дифференциации вещества по Пустовалову.

2. Выпадение в осадок и накопление в грунтах соединений железа (R_2O_3)

Подвижные формы соединений железа (R_2O_3), как показано выше, находятся в грунтовых водах и почвенных растворах засоленных почв в небольших количествах — порядка 0,2—0,8 R_2O_3 мг/л. Испарение почвенно-грунтовых вод и изменения в условиях реакции среды и окислительно-восстановительного потенциала ведут к выпадению из раствора железа в грунт. В этом же направлении будет действовать расходование почвенно-грунтовых вод на транспирационную деятельность растений. Поэтому территории, где грунтовый поток резко изменяет скорость своего движения, как, например, в зоне выклинивания, обычно характеризуются выпадением соединений железа из раствора в грунт и накоплением их в виде прослоек и конкреций.

Широко известны скопления соединений железа в луговых почвах под названием дерновых руд. Обычно соединения железа сопровождаются выпадающими здесь же соединениями марганца. И те и другие образуют точечные или дробовидные, а иногда и более крупные конкреции, рассеянные в толще почвы. Во многих луговых и лугово-солончаковых почвах Средней Азии соединения железа выпадают в тех же горизонтах, где выпадает и углекислый кальций. Нахождение соединений железа в почвенных растворах совместно с подвижным кремнеземом может приводить к образованию вторичных силикатов железа. Минералогически соединения железа, выпадающие из грунтовых вод в лугово-солончаковых почвах, представлены главным образом лимонитом ($2Fe_2O_3.3H_2O$), гетитом ($Fe_2O_3.H_2O$), сидеритом ($FeCO_3$).

В засоленных грунтах и почвах соединения железа при этом часто образуют вместе с углекислым Ca и доломитом крупные бобовины и жел-

Таблица 41

Содержание водорастворимого и аморфного кремнезема в почвенных конкрециях (в %)

Исследованный материал	SiO_2 в водной вытяжке	SiO_2 в KOH вытяжке до HCl вытяжки	SiO_2 в KOH вытяжке после HCl	Избыток Al_2O_3 или SiO_2 против $2\,SiO_2Al_2O_3$	
I. Солонец солончаковатый					
Гипсовые жилки с глубины 20—25 см	Нет	0,90	6,13	5,52	Al_2O_3
Друзы гипсовых кристаллов с глубины 30—45 см	»	0,16	2,89	5,02	Al_2O_3
Пятна $CaCO_3$ с глубины 30—100 см	»	0,39	8,19	1,29	SiO_2
Конкреции $CaCO_3$ с глубины 130—150 см	»	0,61	2,39	0,14	Al_2O_3
II. Солонец остаточно-солончаковатый					
Пятна $CaCO_3$ с глубины 40—52 см .	»	0,69	8,21	1,22	SiO_2
Выцветы $CaSO_4$ с глубины 45—75 см	»	0,34	8,55	1,45	SiO_2
Конкреции $CaSO_4$ с глубины 58—70 см	0,006	0,71	6,87	1,20	SiO_2
III. Известковая конкреция из серозема Ферганы	—	0,69	8,20	6,72	SiO_2
IV. Известковая конкреция из почвы Талыша	0,01	0,51	5,69	3,40	SiO_2
V. Плитообразные известковые конкреции в продуктах выветривания андезитов; склон берега р. Занги (Армения)	—	9,94	—	9,26	SiO_2
VI. Слабоосолоделая почва Каспийской низменности. Плотные известковые конкреции	0,01	0,32	2,48	1,56	SiO_2
VII. То же	0,01	0,39	3,81	2,64	SiO_2
VIII. Известковые конкреции в каракумских песках	—	0,27	—	0,05	SiO_2
	—	0,92	—	0,32	SiO_2

Таблица 42

Накопление в солончаковых почвах Голодной Степи соединений SiO_2, R_2O_3, Mg (по данным многократного отмывания 0,02 N HCl в %)

Глубина в см	SiO_2	R_2O_3	Ca	Mg	SiO_2	R_2O_3	Ca	Mg
	Вторичный солончак № 7				Незасоленный серозем № 3			
0—10	0,47	1,10	9,70	0,76	0,29	0,65	9,61	0,60
10—20	0,46	0,78	9,56	0,72	0,35	0,79	10,34	0,61
20—30	0,42	0,84	10,03	0,70	0,38	0,98	9,06	0,61
60—80	0,24	0,60	12,29	0,79	0,29	0,62	11,78	0,55
160—180	0,28	0,58	11,56	0,79	0,30	0,72	12,46	0,76
330—350	0,28	0,67	11,07	0,70				

ваки. Так, Гуров (1888) установил, что дутики в нижних горизонтах полтавских лёссов состоят из $CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$ и $FeCO_3$. Исследования Г. М. Пономарева (1936) установили также, что конкреции из черноземных почв Западной Сибири и Крыма обнаруживают присутствие соединений $FePO_4$, $Fe_2O_3.nH_2O$, $MnCO_3$. Присутствие железа в конкрециях засоленных лёссовых грунтов и солонцовых почв установлено также исследованиями Л. Я. Мамаевой (1940).

В табл. 42 приводятся данные, иллюстрирующие содержание вторичных соединений железа, накопленных из почвенных растворов и грунтовых вод при засолении серозема.

3. Выпадение и накопление в грунтах соединений кремнезема

Растворы соединений кремнезема, циркулирующие в грунтах и почвах, достигают высокой концентрации 150—200 мг/л SiO_2 и вступают в реакции с бикарбонатами и сульфатами Ca и Mg, а также соединениями железа и алюминия почвенного раствора, образуя выпадающие в осадок вторичные алюмо- и ферросиликаты, силикаты Ca и Mg, аморфный кремнезем, вторичный кварц. Выпадая и скопляясь в грунте, эти соединения могут обусловливать цементацию и окремнение грунта и образование уплотненных горизонтов различного типа. Реакции и процессы выпадения и накопления кремнезема в засоленных грунтах и почвах детально рассмотрены нами в специальной работе (1940), куда мы отсылаем интересующихся этим вопросом читателей.

В табл. 41 приводятся аналитические данные, характеризующие содержание кремнезема в почвенных конкрециях из Поволжья, Закавказья и Средней Азии.

Из этих данных можно видеть, что в отдельных случаях так называемая аморфная кремнекислота, извлекаемая щелочной вытяжкой, может содержаться в конкрециях в количествах до 9%, а кремнекислота, превышающая среднее отношение $SiO_2 : Al_2O_3 = 2 : 1$ — до величины 3—6% веса конкреции.

Соединения вторичного кремнезема, выпадающие из растворов почвенно-грунтовых вод, скопляются обычно на тех же глубинах и горизонтах, где выпадают гипс и известь. В совокупности это ведет к образованию плотных горизонтов почв, встречающихся как в Поволжье, так и в Закавказье и Средней Азии.

Отметим, наконец, скопление кремнезема в солончаковых грунтах и плотных солевых корках, содержащих, по некоторым литературным данным, иногда до 10—40% аморфной SiO_2.

Совместная миграция и накопление Fe и SiO_2 в солончаковых почвах хорошо иллюстрируется данными табл. 42. Вторичный солончак (№ 7), в отличие от незасоленного орошаемого серозема (№ 3) с глубокими грунтовыми водами, в верхних 0—10—20 см обнаруживает интенсивное накопление вторичных соединений SiO_2 и R_2O_3.

Так как растворимость силикатов Ca и Mg невысокая, то область выпадения соединений кремнезема из раствора в грунт и почву чрезвычай-

но широка и захватывает не только районы пустынь и полупустынь, но степные и горные ландшафты.

В этом смысле ареал накопления кремнезема в грунтах и почвах столь же широк, как и ареал накопления железа и марганца, намного превышая ареал накопления гипса, сульфатов и хлоридов Na и Mg.

Быстрая кристаллизация аморфного кремнезема и переход его во вторичный кварц, образование вторичных алюмо- и ферросиликатов в случаях осаждения SiO_2 взаимодействием с соединениями железа и алюминия приводят к тому, что в толщах грунта и почвы выпадающий из раствора в осадок кремнезем и его соединения внешне обнаруживаются с большим трудом.

4. Выпадение и накопление в грунтах и почвах карбонатов Ca и Mg

Низкая растворимость доломита — $CaMg(CO_3)_2$ и углекислого Ca приводят к тому, что в результате расходования почвенно-грунтовых вод на испарение и изменения содержания растворенной в них CO_2 под влиянием колебания температуры и давления эти соединения быстро достигают состояния насыщения, обогащая почву и грунт карбонатами Ca и Mg, даже при слабоминерализованных грунтовых водах.

Чем более продолжительное время грунт и почва находятся под воздействием грунтовых вод, расходующихся на транспирацию и испарение, тем в большей степени они обогащаются карбонатами Ca и Mg. Накопление карбонатов Ca и Mg в грунтах и почвах под воздействием грунтовых вод происходит как в форме общего увеличения количества карбонатов Ca и Mg в грунте, охваченном воздействием капиллярной каймы, так и в форме постепенного образования различного рода известковых и доломитизированных конкреций, а также сплошных, очень плотных и мощных (до 1 м) прослоев и горизонтов (шох).

При близких грунтовых водах в солончаковых почвах бикарбонаты Ca восходящих капиллярных растворов доходят до поверхности почвы и, выпадая там вместе с гипсом и сульфатом Na в осадок, участвуют в образовании пухлых соленосных горизонтов и соляных кор.

Необходимо различать два случая накопления в почве и грунте карбонатов Ca. Первый случай — выпадение карбонатов Ca из вод грунтового потока, спускающегося со стороны гор в подгорной равнине, субаэральной дельте или конусе выноса. Вследствие изменения температуры грунтового потока и отсюда концентрации растворенной углекислоты, карбонаты Ca и Mg в зоне резкого замедления скорости движения грунтового потока начинают выпадать из раствора, образуя пояс карбонатных, цементирующих грунт скоплений, окаймляющих предгорья. Этот случай широко распространен в Восточной Фергане и Самаркандской области.

Все остальные соединения в этот период из раствора не выпадают, уходя с грунтовым потоком дальше. Обычно зона накопления углекислого кальция совпадает с полосой луговых незасоленных почв, имеющих мергелистый подстилающий грунт. К этому же типу относятся примеры

образования лугового мергеля в северных областях нашего Союза. Содержание карбонатов Ca в подобных цементированных известковых горизонтах достигает 30—50%, а содержание карбонатов Mg 3—10%. Углекислый Mg связан с карбонатами Ca в форме доломита, отражая явления доломитизации.

Второй случай выделения карбонатов Ca и Mg из раствора почвенно-грунтовых вод связан с испарением последних в процессе поднятия и движения к поверхности. Переходя в более теплые подпочвенные и почвенные горизонты и утрачивая растворенную углекислоту, подвергаясь при восходящем движении по капиллярам расходованию на транспирацию и испарение, грунтовые воды увеличивают концентрацию солей в них, что приводит к выпадению из раствора бикарбонатов Ca. Соответственно обособляется в нижней части профиля почвы зона интенсивного накопления $CaCO_3$ и отчасти $CaMg(CO_3)_2$.

Как видно из данных табл. 39, содержание углекислого Ca при этом может достигать 25—30%, а иногда даже 50—70% от веса породы. Порода приобретает облик мергелистого суглинка или мергеля.

Некоторая часть бикарбонатов после выпадения из раствора основной их доли продолжает двигаться к поверхности почвенных горизонтов, накапливаясь в пухлых и корковых солевых горизонтах солончаков в количестве 10—20%.

Обогащенные известью и слегка доломитизированные подпочвенные горизонты приобретают исключительно высокую плотность, постепенно делаются водонепроницаемыми и представляют непреодолимую преграду для корневой системы растений, особенно—древесных (шох).

Образование подобных уплотненных горизонтов можно прослеживать не только на солончаковых почвах, но и на слабозасоленных луговых почвах. Отрицательные физические свойства уплотненных известковых доломитизированных, а иногда и окремненных подпочвенных горизонтов такого типа значительно понижают плодородие почвы. Во многих случаях карбонаты Ca и Mg, выпадающие из восходящих растворов почвенно-грунтовых вод, не образуют сплошных известковых горизонтов, а стягиваются в крупные конкреции, достигающие размера в 0.5—1 —2 см, в форме так называемых белоглазок и дутиков.

Исследование состава подобных конкреций в солонцах Поволжья, проведенное Л. Я. Мамаевой, показало, что в них содержится до 30—70% $CaCO_3$, до 3—4,5% $MgCO_3$, некоторое количество углекислого железа и некоторое количество вторичного кремнезема.

Как в уплотненных известковых горизонтах, носящих в Средней Азии название шох, так и в известковых плотных конкрециях из засоленных почв углекислый Ca в наибольшей степени представлен кальцитом и лишь отчасти арагонитом. Mg находится большей частью в форме доломита. Часто также в известковых почвенных конкрециях встречаются лимонит и сидерит.

5. Выпадение и накопление в грунтах и почвах сульфатов Ca

Вследствие значительно большей растворимости сульфатов Ca в сравнении с карбонатами Ca выпадение первых из почвенно-грунтовых вод в твердый осадок и накопление их в грунтах и почвенных горизонтах наступает позже выпадения углекислого Ca и доломита. Соответственно зона накопления сернокислого Ca в профиле почвы располагается выше зоны накопления углекислого Ca, хотя они и связаны между собой переходами и обнаруживают перекрывание (рис. 32). При близких грунтовых водах (2.5—2 м) значительная часть сернокислого Ca уходит в поверхностные солеиосные горизонты, давая максимум накопления гипса в них. При этом гипс выпадает в форме мелких крупинок, способствующих вместе с тончайшими зернами углекислого Ca и сернокислого Na образованию пухлого горизонта. Иногда же сернокислый Ca в поверхностных горизонтах образует плотную звенящую кору. Содержание сернокислого Ca в подпочвенных гипсоносных горизонтах достигает часто в пересчете на $CaSO_4.2H_2O$ — 30—40% от веса почвы.

В отдельных случаях нами встречены примеры накопления гипса в количестве до 70—88% от веса почвы.

В поверхностных пухлых солеиосных горизонтах содержание сернокислого Ca также составляет значительную долю от веса почвы — до 10—25%.

В табл. 39 приведены данные, показывающие, каких значительных размеров достигают процессы гипсонакопления в засоленных почвах различного типа.

Чем дольше продолжается солончаковый процесс, тем в большей степени грунт будет обогащаться углекислым Ca, гипсом и легкорастворимыми солями, тем в большей степени грунтовые воды увеличивают свою минерализацию и степень хлоридности.

Зная содержание гипса в грунтовой воде и содержание гипса в почве и грунте в данный момент, а также количество испаряющейся через почву в течение теплого сезона года грунтовой воды, можно ориентировочно рассчитать абсолютный возраст солончаков.

Рассмотрим пример сравнительно молодого солончака со II террасы р. Сыр-Дарьи в Голодной Степи (разрез и анализы Н. А. Димо). В данном профиле уровень грунтовых вод лежит значительно выше критической глубины (115 см). Поэтому зона гипсонакопления совмещается с зоной накопления легкорастворимых солей, образуя общий с ними максимум на поверхности (7,5—10,7%).

Углекислый Ca образовал зону аккумуляции на глубине 60—135 см— 25—30%. Грунтовые воды под этим солончаком еще пресны (1,38 г/л). Легкорастворимые соли накопились лишь в самой поверхностной части профиля: корка 60,03%, слой 0—2 см 21,57%, остальные горизонты 0,1—1,9%.

Все это свидетельствует о молодости солончакового процесса. Приняв годовое испарение грунтовых вод в этом районе в 7000 м³/га и приняв,

согласно данным анализа, содержание гипса в грунтовой воде 0.29 г/л, можно считать, что каждый год 1 га поверхности получает дополнительно от грунтовых вод около 2 т $CaSO_4$.

Считая суммарный запас гипса в 135-см толще почвы над уровнем грунтовой воды равным 80—90 т/га, можно принять, что солончаковый возраст данной почвы равен всего лишь 40—45 годам.

В другом разрезе, № 16, расположенном в Шурузякской солончаковой впадине Голодной Степи, абсолютные запасы $CaSO_4$ для толщи 1,6 м составляют примерно около 6000 т.

Концентрация гипса в грунтовых водах для данной почвы равна 1,7 г/л (высчитано по кривым минерализации грунтовых вод для почв Голодной Степи). Приняв величину годового испарения грунтовых вод также в 7000 м³, получаем, что ежегодное накопление $CaSO_4$ достигает примерно 12 т/га, откуда солончаковый возраст этой почвы равен примерно 500 годам.

Гипсонакопление в той или иной форме обязательно в каждом (исключая содового засоления) солончаковом процессе и распространяется также на солончаки вторичные, возникающие при орошении.

Однако чисто солончаковый тип соленакопления, когда максимум легкорастворимых солей и гипса совмещается с поверхностью почвы, характерен для сравнительно ограниченных территорий, имеющих грунтовые воды на глубине меньше критической (1—1,5 м). На более дренированных территориях, где́ грунтовые воды лежат ниже критической глубины, процесс накопления гипса и легкорастворимых солей почвы протекает несколько иначе. Горизонт максимального накопления сернокислого Са в почве в этом случае не может образоваться в поверхностных слоях почвы, а формируется в более глубоких горизонтах над зоной накопления углекислого Са. При дальнейшем углублении уровня грунтовых вод максимум легкорастворимых солей может также уже не достигать поверхностных слоев почвы, смещаясь на некоторую глубину порядка 40—100 см, а иногда и глубже (табл. 39). Это объясняется тем, что испарение грунтовых вод при большой их глубине протекает медленно и не достигает самой поверхности почвы, чему особенно способствует также задернение почвы растительностью. Оказывает заметное влияние также и выщелачивание солей, которое может обогнать скорость притока солей к поверхности снизу.

Часто при этом можно видеть, что, несмотря на выщелоченность легкорастворимых солей, поверхностные горизонты почвы содержат еще значительное количество остаточного гипса, накопившегося в солончаковую фазу почвообразования.

Особый случай представляет накопление углекислого Са и сернокислого Са в засоляющихся осадках аллювиальных равнин в условиях аридного климата при отмирании озер и болот. Обычно в этих случаях наиболее глубокие горизонты грунтов представлены грубозернистыми речными песками или озерными глинами. Выше по профилю пески постепенно сменяются слоистыми суглинками и глинами, в которых иногда еще просле-

живаются песчаные прослойки. Затем слоистая песчаная суглинистая толща сменяется слоистыми гипсоносными глинами.

Подобная последовательность смены литологии профиля от песчаных пород к глинистым отражает постепенное прекращение проточности водоема и наступление озерного режима с выпадением из раствора взвешенных глинистых частиц. Последующее обсыхание озер будет сопровождаться выпадением на его дно сапропелевых и известково-глинистых отложений.

Постепенно обсыхая и заносясь материалом, приносимым со стороны, озерно-болотная впадина в условиях климата пустынь превращается в солончаковый шор. В летний период и вообще в периоды интенсивного длительного обсыхания солончаковый шор покрывается твердой корой из гипса, выпадающего из рапы и восходящих капиллярных растворов. Во влажные периоды легкорастворимые соли переходят вновь в раствор, а гипсовые прослои остаются почти неизменными в твердых донных отложениях шора. Заносясь новыми порциями мелкоземистого землистого материала в периоды нового обводнения, шор откладывает на дно новую порцию песчаных или землистых прослоев, погребающих гипсовый горизонт шора. Новый цикл обсыхания обновленного шора-озера будет сопровождаться новым образованием соленосного гипсового прослоя на поверхности отложенных во влажный период горизонтов.

Такое развитие солончакового профиля на дне бывшего озера, превратившегося в солончаковый шор, будет продолжаться вплоть до полного выравнивания поверхности шора и заполнения его наносами со стороны. При этом будет происходить постепенное относительное углубление уровня грунтовых вод и с известного момента — ослабление солончакового процесса.

В итоге образуется профиль засоленной породы и сильнозасоленной почвы, имеющий слоистое строение и несколько резко выраженных сплошных гипсовых прослоев, разделяющих слоистые горизонты породы. Гипсовые прослои соответствуют периодам обсыхания и соленакопления на поверхности отмирающего озера — шора.

В качестве одного из типичных примеров подобного процесса образования соленосных осадочных пород в условиях древней аллювиальной равнины приводятся описание и анализ (табл. 43) разреза № 38. Разрез № 37 заложен нами в Язяванской степи Ферганской долины на высохшем шоре, занимающем понижение между грядами песков.

0—3 см — плотная пещеристая, легко ломающаяся солевая корка.

3—5 см — гипсовая кора толщиною около 1 см, прикрытая белой мучнистой горько-соленой солью.

5—9 см — иловатый сизовато-серый пластичный комковато-порошистый суглинок.

9—19 см — темносерый иловатый пластичный влажный бесструктурный гипсоносный суглинок (погребенная лугово-солончаковая почва).

19—31 см — более светлый иловатый суглинок.

31—41 см — неравномерно песчанистый белесый суглинок с отдельными ржавыми пятнами.

41—52 см — песок гипсоносный, погребает нижележащую гипсовую кору.

52—60 см — сильно сцементированная погребенная гипсовая кора (поверхность бывшего шора).

60—70 см — гипсоносный песок с горизонтальными прослойками гипса; гипс заполняет пустоты бывших ходов корней.

70—105 см — плотный влажный гипсоносный песок; в нижней части профиля погребенная гипсовая кора.

105—190 см — тяжелая пластичная гипсоносная (друзы), сизая с ржавыми пятнами глина (озерная).

190—200 см — глинисто-сапропелевые отложения с обильными выделениями газа.

200 см и глубже — ржавый песок, грунтовая вода.

В описанном профиле различаются как минимум 4 цикла накопления осадков и 4 цикла их засоления с образованием шорового солончака с гипсоносной корой.

Таблица 43

Содержание легкорастворимых солей, $CaSO_4$ и $CaCO_3$ в солончаке, развитом на соленосной осадочной породе; № 37, Фергана

Глубина в см	Водная вытяжка в %								$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	$CaCO_3$
	Плотн. остат.	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.		
0—1	43,23	0,02	1,64	24,97	0,31	0,69	0,14	11,30	19,94	6,86
3—5	61,46	0,04	3,26	35,37	0,29	2,73	0,20	13,54	14,39	4,43
5—9	5,06	0,04	0,69	2,43	0,29	0,12	0,04	1,04	28,24	13,66
9—19	3,20	0,02	0,25	1,74	0,23	0,17	0,03	0,38	36,15	29,97
19—31	3,13	0,02	0,26	1,69	0,24	0,15	0,03	0,40	28,51	17,45
31—41	1,71	0,02	0,05	0,96	0,26	0,05	0,01	0,11	29,69	23,61
41—52	1,48	0,01	0,03	0,90	0,26	0,04	0,01	0,09	20,95	28,32
52—60	1,52	0,02	0,08	0,84	0,26	0,03	0,01	0,10	23,80	15,43
60—70	1,49	0,01	0,03	0,90	0,25	0,03	0,01	0,10	13,61	30,22
70—105	1,54	0,01	0,04	0,97	0,27	0,04	0,01	0,09	22,25	27,77
110—150	1,72	0,01	0,08	1,07	0,18	0,07	0,01	0,23	20,07	28,82
150—160	2,22	0,01	0,08	1,24	0,24	0,09	0,01	0,20	24,06	29,32
160—170	1,97	0,02	0,08	1,18	0,24	0,09	0,01	0,17	21,45	27,77
170—180	1,96	0,01	0,06	1,19	0,25	0,09	0,01	0,16	25,57	27,02
180—190	1,80	0,01	0,05	1,10	0,25	0,03	0,01	0,22	27,09	24,43

Рассмотрим в качестве другого примера описание разреза № 48, заложенного в Фергане близ Багдадского коллектора на глинисто-солончаковой равнине.

0—1 см — пещеристая отслаивающаяся корочка.

1—5 см — пухлый сыпучий солевой горизонт.

5—9 см — песок с признаками горизонтальной структуры с очень большим количеством солей.

9—15 см — рыхлый соленосный тонкий песок.

15—21 см — темнобурый песчанистый пористый суглинок; в верхней части прослойка с большим количеством белых солей (погребенный шор).

21—22 см — пещеристая гипсовая неравномерная по толщине прослойка, налегающая на нижележащие горизонты (поверхность бывшего шора).

22—26 см — серовато-бурый связанный песок с линзами крупнозернистого песка.

26—38 см — серовато-бурый суглинок с размытой поверхностью, неравномерным содержанием песка; много заполненных песком ходов и камер землероев и насекомых; копролиты (бывшая лугово-солончаковая почва).

38—55 см — неравномерно песчанистый тяжелый суглинок с длинными единичными пустотами, заполненными крупным песком; много выделений гипса в виде жилок, стяжений и корок; копролиты.

55—75 см — бурая глина с сизоватыми пятнами и жилками гипса; плотная, слоистая. Очень много копролитов, а также заполненных песком камер насекомых и животных (бывшая луговая почва).

75 см и глубже — неоднородная тонкослоистая бурая глина. Прослойки глины разделены тонкими и гипсовыми корочками. Много пустот, заполненных песком, гипсом или глиной.

265 см — грунтовая вода.

Профиль разреза № 48 представляет типичный пример «роста» осадочной породы и почвы кверху и смены озерного режима лугово-солончаковыми богатыми фауной почвами, проточными водоемами, откладывающими песок, солончаковыми почвами и шоровыми солончаками. Одно из последних погребений луговой солончаковой почвы произошло на глубине 22—26 см, когда отложился песок на размытую поверхность суглинистой луговой почвы. Песок в последующем засолился с образованием шора и отложением на дне последнего гипсовой коры на глубине 21—22 см. После этого солончак был вновь погребен слоем суглинка 15—21 см. Этот слой также в последующем был засолен. Последний цикл погребения солончака произошел путем отложения нового слоя песка, на поверхности которого ныне сформировался пухлый солевой горизонт 1—5 см.

Другой пример аналогичного процесса образования соленосной осадочной породы в континентальных условиях приводится в описании разреза № 42 (заложен в Ферганской долине к северо-западу от гор. Маргелана).

0—8 см — пухлый солевой горизонт.

8—30 см — буроватый темносерый илистый суглинок с выцветами солей.

30—44 см — серый иловатый суглинок с выделениями гипса.

44—64 см — сизовато-серая гипсоносная порода, плотная, со скоплениями мелкозернистого белого гипса.

64—70 см — сплошной, но неравномерный по горизонту прослой губчатого гипса желтовато-палевого серого цвета (погребенный шор).

70—90 см — серовато-сизый гипсоносный суглинок с обильными горизонтальными жилками чистого гипса.

90—95 см — неравномерная и иногда прерывающаяся гипсовая прослойка (погребенный шор).

95—103 см — плотный сизовато-серый мраморовидный горизонт, пропитанный гипсом с горизонтальными слоями и линзами гипса. Таким образом, гипсоносная порода в пределах глубины 64—94 см имеет два резко выраженных гипсовых горизонтальных прослоя, залегающих по границам этого горизонта (64—70 и 90—95 см). Прослои являются древними погребенными гипсовыми корами шоровых солончаков.

103—130 см — погребенный гумусовый горизонт, влажный, неравномерно окрашенный, с большим количеством известковых конкреций (шох); черные скопления органических веществ и иловатых глин.

130—165 см — светлый сизоватый мергелистый плотный глинистый суглинок, влажный, с большим количеством известковых конкреций.

165—175 см — белесовато-серый с сизыми ржавыми пятнами, мергелистый суглинок с известковыми конкрециями.

175—190 см — почти сплошная известковая плита.

190—225 см — мергелистая белесая, с ржавыми пятнами пылеватая глина на известковой плите.

Грунтовая вода 208 см.

Описанный профиль представляет ныне пухлый луговой солончак, образовавшийся из луговой почвы. В толще почвообразующей породы различается минимум 4 цикла накопления наносов и почвообразования, давшие следующие отложения:

а) пресные мергелистые озерно-болотные отложения, заканчивающиеся образованием гумусированной незасоленной луговой почвы, — глубина от 225 см до 103 см;

б) озерно-солончаковые отложения (95—103 см), закончившиеся образованием шорового солончака с гипсовой корой на глубине 90—95 см;

в) шорово-солончаковые отложения (64—90 см), закончившиеся образованием погребенно-гипсовой коры на глубине 64—70 см;

г) болотно-солончаковые отложения и луговая почва (7—64 см), перешедшие в нынешний пухлый солончак.

Аналогичные явления наблюдались нами на солончаках Голодной Степи (Джеты-Сай) и Бухарского оазиса.

Несомненно, этим путем образовались некоторые гипсоносные, засоленные и известковые осадочные породы, чисто континентального происхождения.

В последующих циклах развития рельефа после обсыхания и расчленения местности и после выноса легкорастворимых солей из профиля почвы и грунта горизонты накопления извести, прослои накопившегося

гипса остаются как реликты, рисующие былой озерно-солончаковый и шоровый генезис этой местности и самой толщи отложений.

Соединения сернокислого Ca, накопляющиеся в грунтах и почвах, представлены в основном двумя минералами — гипсом и полугидратом.

Как показали исследования Феофаровой, полугидрат характерен для поверхностных солончаковых горизонтов, солончаковых прослоев и солевых кор. Гипс же характерен преимущественно для более глубоких горизонтов, где концентрация почвенного раствора и прогревание почвы не достигают особенно больших величин.

Формы выделения $CaSO_4$ в почве исключительно разнообразны. В глубоких почвенных горизонтах $CaSO_4$ скопляется обычно в форме друз гипса различного размера, иногда срастающихся в виде полых шариков. В верхних пухлых соленосных горизонтах часто встречаются также слоистые пластинки гипсов, иногда срастающиеся в форме ласточкиных хвостов; обычно же в пухлых соленосных горизонтах солончаков $CaSO_4$ представлен в виде мучнистой легкой массы. Наконец, широко распространены выделения гипса в форме мощных пористых ноздреватых скоплений (гажа, ганчж).

6. Выпадение и накопление в грунтах и почвах сульфатов Na

Сернокислый Na обладает весьма высокой растворимостью —400—550 г/л при $t°$ 30—34, что характерно для почвенных растворов. Но растворимость сернокислого Na в весьма большой степени зависит от температуры среды, резко понижаясь с ее опусканием (табл. 44). Такие особенности растворимости сернокислого Na приводят к тому, что значительная часть сернокислого Na, находящаяся в почвенном растворе или в грунтовых водах, может выпадать в осадок в грунт благодаря снижению температуры. Вследствие господства в водоносных горизонтах сравнительно низких температур — порядка 12—16° — растворимость сульфата натрия в них снижена вообще.

Таблица 44

Зависимость растворимости $Na_2SO_4 . 10H_2O$ от температуры раствора

Температура в °C	0	10	15	18	20	25	30	33	34
Растворимость в г/л	50,2	90,0	132,0	168,0	194,0	280,0	400,0	507,6	550,0

В почвенных растворах верхних почвенных горизонтов растворимость сернокислого Na летом должна быть значительно выше благодаря их прогреванию. Так, в летнее время на глубине 0—10, 0—20 см орошаемые почвы Голодной Степи имеют средние температуры порядка 30—40°. Но уже в позднеосеннее время, ноябрь — декабрь, температура этих горизонтов опускается до 8—2°, а в январе — феврале преобладают температуры порядка —2, +2°. При этих температурах растворимость сернокислого Na опускается до величины 90—50 г/л. Большая часть сернокислого Na, пришедшего с грунтовыми водами снизу и находящегося

в летнее время в почвенном растворе, выпадает в холодное время года в осадок в форме мирабилита — $Na_2SO_4.10H_2O$.

Вскрывая осенью и зимой почвенные горизонты, можно видеть в солеиосных верхних слоях почвы прозрачные светлые крупные кристаллы мирабилита.

Под влиянием солнечного нагрева мирабилит обезвоживается, превращаясь на глазах в тенардит — Na_2SO_4 и приобретая характер мучнистого белого порошка. В поверхностных пухлых соленосных горизонтах сернокислый Na скопляется также в форме тенардита, обезвоживаясь под влиянием высокого нагревания почвы.

Так как процессы сезонного рассоления почв протекают в холодное время при низких температурах, то нисходящие растворы выносят из верхних почвенных горизонтов лишь хлориды Mg и Na, сульфаты Mg и небольшую часть сульфатов Na. Происходит как бы отделение сульфата Na вследствие низкой растворимости его при невысоких температурах с накоплением в верхних слоях почвы.

Накопление сернокислого Na при этом может быть очень значительным — до 20—60% веса пухлого горизонта солончака. Процесс дифференциации сульфатов Na от всех остальных солей и избирательного накопления Na_2SO_4 в засоленных грунтах и почвах можно особенно хорошо видеть на составленных нами и рассмотренных выше кривых соленакопления в грунтах (рис. 28 и 29).

Таблица 45

Состав водорастворимых минералов, по данным минералогического и химического анализов в солончаках

Образцы	Название минералов	Содержание минералов, определенное оптическим способом в %	Содержание минералов, определенное химическим способом в %
Солончак в Кызылкумах, корка 0—3 см	Тенардит	23,99	23,69
	Полугидрат	18,02 } 18,76	
	Гипс*	0,74 }	16,57
	Галит	0,63	0,95
Солевой слой 5—10 см	Тенардит	1,63	1,51
	Гипс-полугидрат	37,33	33,08
	Галит	1,21	1,12
Солончак в Кызылкумах, корка 0—5 см	Тенардит	22,45	23,16
	Гипс	6,91	6,02
	Галит	24,98	20,68
Солончак со II террасы Сыр-Дарьи, корка 0—3 см	Тенардит	60,36	59,73
	Галит	0,03	Следы

* Гипс определялся отдельно

По данным этих графиков можно видеть, что в почвах Ферганской долины при всех стадиях засоления, а в Голодной Степи, лишь исключая почвы максимального засоления, господствующим соединением, накопляющимся в грунтах и почвах в процессе засоления, является Na_2SO_4.

Так, в солевой корке солончака, взятого нами в районе Голодной Степи со II террасы р. Сыр-Дарьи, по определениям И. И. Феофаровой содержание тенардита достигает 60% от веса почвы. В целом ряде солончаковых поверхностных корок, собранных нами в Кызыл-кумах и Голодной Степи, содержание тенардита в среднем составляло 20—25%. Постоянным спутником тенардита при этом был, главным образом, полугидрат и отчасти галит. Тенардит, полугидрат и галит представляют собой основные воднорастворимые минералы, образующие поверхностные, иногда очень плотные солончаковые коры и соленосные горизонты (табл. 45).

7. Выпадение из раствора и накопление в грунтах и почвах сульфатов Mg, хлоридов Na, Mg, Ca

Растворимость сернокислого Mg, хлористого Mg и хлористого Na, а также и хлористого Ca, как известно, чрезвычайно велика (табл. 1). Особенно возрастает их растворимость при повышении температуры.

Из сопоставления величин растворимости с предельно высокими известными нам (420 г/л) концентрациями почвенных растворов засоленных почв можно видеть, что эти соли состояния насыщения в большинстве случаев не достигают, являясь, таким образом, типичными компонентами почвенного раствора и грунтовых вод. Поэтому в буквальном смысле говорить о накоплении NaCl, $MgSO_4$, $MgCl_2$, $CaCl_2$, $NaNO_3$ в виде твердого осадка в грунтах и почвенных горизонтах будет неправильным, так как эти соли, хотя и задерживаются и накопляются в грунте и почве, являются преимущественно соединениями почвенного раствора, т. е. находятся в жидкой фазе.

Однако в самых верхних солончаковых горизонтах в разгаре лета, когда скорость испарения и пересыхания почвенных растворов весьма велика, несомненно, наступают периоды насыщения почвенных растворов некоторыми из этих солей с выпадением в осадок. Это относится прежде всего к $MgSO_4$ и к NaCl, которые при концентрации почвенного раствора 325—350 г/л начинают осаждаться из раствора. Периоды эти кратковременны и продолжаются 2—3 летних месяца до первых дождей.

Полное высыхание влаги почвенного раствора в солончаках может охватывать лишь небольшую поверхностную корку в 2—3—5 см. В этой корке в сухой период года, повидимому, возможна полная выкристаллизация всех перечисленных солей. Наиболее прочное и длительное выпадение в осадок при этом будет давать $MgSO_4$ и NaCl. Последний участвует в виде галита в формировании твердых солевых корок совместно с полугидратом и тенардитом (табл. 45).

Такие высокогигроскопические соли, как $MgCl_2$ и $CaCl_2$, могут выпасть из раствора в твердый осадок лишь в дневное время в разгаре

жары, при максимальной сухости воздуха и очень быстром испарении влаги, выцветая на самой поверхности солончаковой корки. К вечеру, в течение ночи и утром под влиянием повышения влажности воздуха и в особенности под влиянием выпадения росы $MgCl_2$ и $CaCl_2$ переходят вновь в раствор, образуя темные влажные пятна на поверхности солончака, благодаря чему они легко и обнаруживаются при полевых исследованиях. Даже ничтожное увлажнение летними и в особенности первыми осенними дождями будет приводить к выщелачиванию этих наиболее растворимых солей из почвы и преимущественному накоплению в поверхностных слоях солончака полугидрата $CaSO_4 . {}^1/_2H_2O$, тенардита Na_2SO_4 и галита NaCl. При дальнейшем повышении влажности галит также будет выщелочен из поверхностных слоев почвы, уходя в ее более глубокие горизонты и в грунтовые воды.

8. Характеристика солей, аккумулирующихся в поверхностных горизонтах и соляных корах солончаков

Рассматривая процесс соленакопления в грунтах, находящихся под воздействием близких к поверхности грунтовых вод, мы отметили выше, что наиболее характерным проявлением этого процесса является прогрессивное обогащение породы и почвы углекислым кальцием и магнием, сернокислым кальцием и сернокислым натрием. Однако этот вывод относится ко всей толще породы и почвы, лежащей над зеркалом грунтовой воды. Между тем для процессов соленакопления, достигающих своего максимального выражения в солончаках, характерна также аккумуляция наиболее легкорастворимых солей ($MgSO_4$, NaCl, $MgCl_2$, $CaCl_2$) в самых верхних горизонтах почвы, с образованием соляных кор. Для характеристики этого явления нами был обработан обширный аналитический материал. Результаты обработки приведены на графиках рис. 34—39, а также в табл. 46.

На графиках по оси абсцисс отложено содержание солей по данным водной вытяжки в %; по оси ординат отложено содержание отдельных ионов в м-экв. Пользуясь графиками, можно по данным плотного остатка предсказать примерный состав и содержание солей в почве.

Обработанный аналитический материал недостаточно систематичен и несколько разнороден. Поэтому выводы, формулируемые на основании графиков, носят несколько приближенный характер.

Для оценки процессов соленакопления в верхних горизонтах солончаков введены следующие характеристики (табл. 46):

типичное содержание легкорастворимых солей в слое 0—3—5 см;

максимальное содержание солей в соляных корах и пухлых горизонтах;

соотношение ионов между собой (числитель) и общее содержание солей в почве (знаменатель) с момента преобладания одного из ионов над другим.

Таблица 46

Сравнительная характеристика количества и состава солей в поверхностных горизонтах солончаков (осреднено по графикам)

Район	Типичное для солончаков содержание солей для 0—5 см в %	Максимальное содержание солей в соляных корах, пухлых горизонтах в %	Тип засоления по легкорастворимым солям	
			Анионы	Катионы
1	2	3	4	5
Долина р. Вахш	5—10—15	40—55	$\frac{Cl > SO_4}{с\ 0{,}5\%}$; $\frac{Cl, SO_4 > HCO_3}{с\ 0{,}5\%}$;	$\frac{Na > Mg,\ Na > Ca}{с\ 2\%}$; $\frac{Mg \approx Ca}{при\ 2—12\%}$
Голодная Степь	1,5—5	10—15	$\frac{SO_4 > Cl}{до\ 9\%}$; $\frac{Cl > SO_4}{с\ 9\%}$	$\frac{Na \approx Ca > Mg}{до\ 1\%}$; $\frac{Na > Ca > Mg}{с\ 1\%}$ $\frac{Mg > Ca}{с\ 5{,}5\%}$
Бухарский оазис	1—3—5	30—40	$\frac{SO_4 > Cl}{с\ 0{,}5\%}$; Солончаки целин и окраин: $\frac{Cl > SO_4}{с\ 2\%}$	$\frac{Na > Mg > Ca}{с\ 0{,}5\%}$ $\frac{Mg > Ca}{с\ 3\%}$
Низовья Аму-Дарьи	1—5	40—50	Солончаки староорошаемых территор. $\frac{SO_4 > Cl}{до\ 12\%}$ $Cl \approx SO_4$ (на целинах и окраинах)	$\frac{Na > Mg\ Ca}{с\ 2\%}$ $\frac{Mg > Ca}{с\ 4\%}$
Центральная Фергана	1,5—10	40—60	$\frac{SO_4 > Cl}{0{,}5\%—50\%}$	$\frac{Na \approx Mg > Ca}{с\ 0{,}5\ до\ 28\%}$; $\frac{Na > Mg > Ca}{с\ 28\%}$
Каспийская низменность	1—2	5—10	$\frac{SO_4 > Cl}{до\ 0{,}6\%}$ $\frac{Cl > SO_4}{с\ 0{,}6\%}$	$\frac{Na > Mg \approx Ca}{с\ 0.4\%}$ $\frac{Mg > Na}{с\ 4\%}$

Примечание. В знаменателе показана сумма солей по водной вытяжке (плотный остаток) в %.

Как можно видеть, типичное содержание солей в верхних горизонтах солончаков колеблется от 1—2% до 10—15% в зависимости от климатических условий района засоления.

В Каспийской низменности солончаки обычно содержат с поверхности 1—2% солей в среднем и как максимум 5—10%. Солончаки Бухарского оазиса. Голодной Степи, низовьев Аму-Дарьи содержат в среднем

1—3—5% солей, но в пухлых соленосных горизонтах содержание солей достигает 15—30—50%. Наибольшее количество солей характерно для солончаков Центральной Ферганы (1,5—10%) и солончаков долины р. Вахш (5—10—15%), максимальное содержание солей в пухлых горизонтах солончаков перелогов здесь достигает 50—60%.

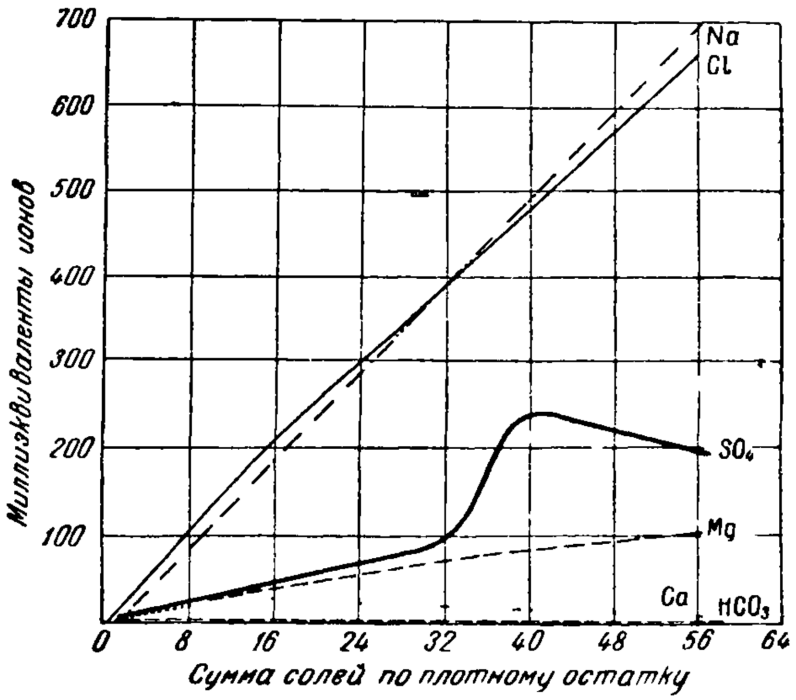


Рис. 34. Зависимость между степенью засоленности и составом солей в почвах Вахшской долины.

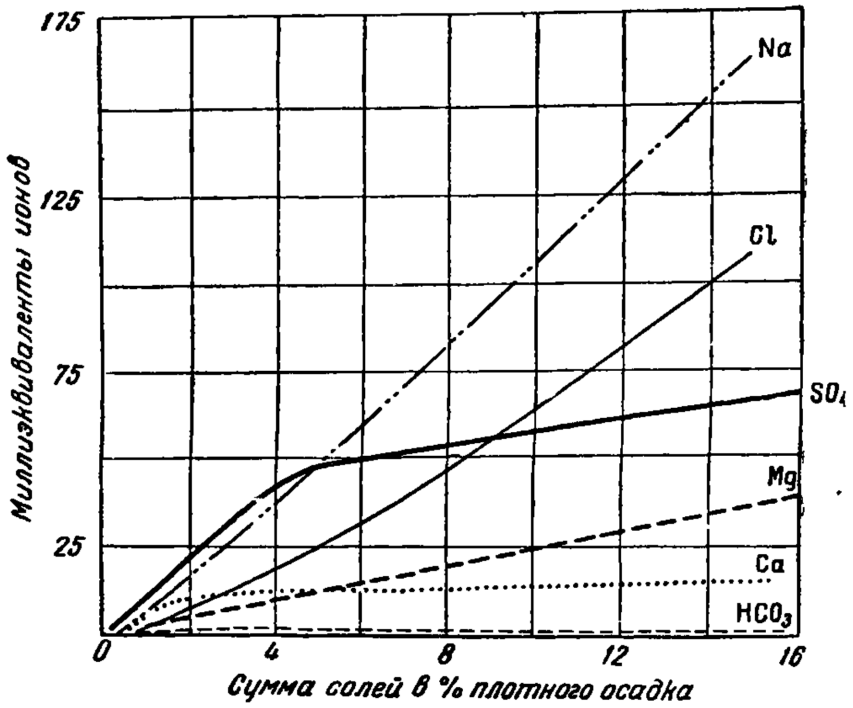


Рис. 35. Зависимость между степенью засоленности и составом солей в почвах Голодной Степи.

Для химического состава поверхностных соленосных горизонтов солончаков характерно преобладание сернокислых солей над хлористыми. Так, в солончаках Центральной Ферганы в пределах содержания солей в поверхностных горизонтах 0,5—50% сернокислые соли преобладают над хлористыми. В солончаках дельты Аму-Дарьи в пределах засоления почв до 12% сульфаты также преобладают над хлоридами. И лишь в солончаках неорошаемых периферических территорий оазисов одинаково содержание хлоридов и сульфатов. В солончаках Бухарского оазиса в пределах содержания солей 0,5—50% сульфаты преобладают над хлоридами, исключая солончаки неорошаемых окраин оазиса и целин, где хлориды преобладают над сульфатами, начиная с 2% содержания солей в почве. В солончаках Голодной Степи сульфаты преобладают над хлоридами при содержании солей до 9%, т. е. в громадном большинстве случаев, и лишь при содержании солей более 9%, что бы-

вает довольно редко, хлориды начинают преобладать над сульфатами.

Особое место занимают солончаки Каспийской низменности и долины р. Вахш. Здесь лишь при самых низких степенях засоления почв, не более 0,5—0,6%, сульфаты преобладают над хлоридами. Во всех же солончаковых почвах и солончаках, характеризующихся содержанием солей более 0,5—0,6%, хлориды подавляюще преобладают над сульфатами. Здесь не учитывается сернокислый кальций, не переходящий в водную вытяжку. С учетом содержания последнего солончаки долины р. Вахш и Каспийской низменности будут также характеризоваться преобладанием сульфатов над хлоридами.

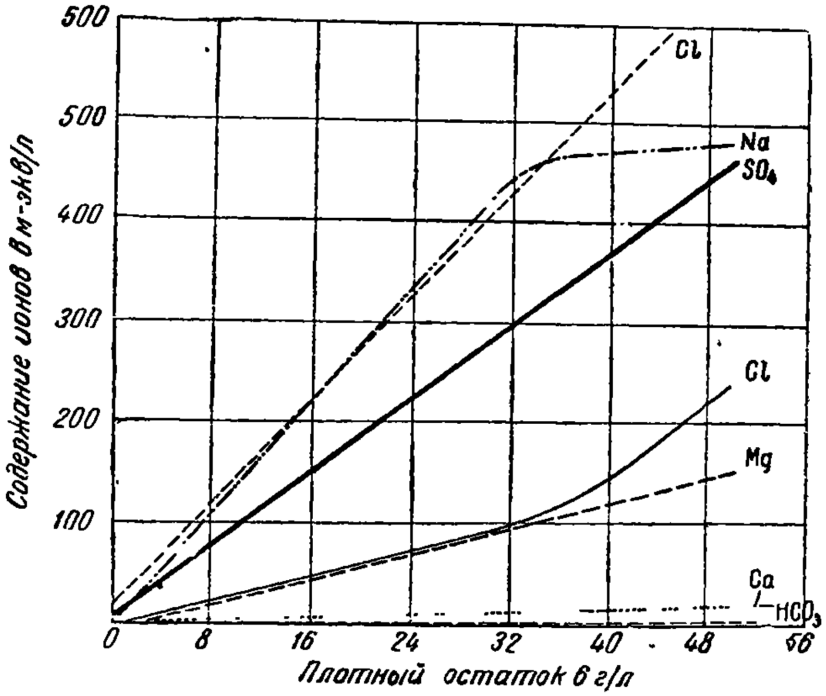


Рис. 36. Зависимость между степенью засоленности и составом солей в почвах Бухары.

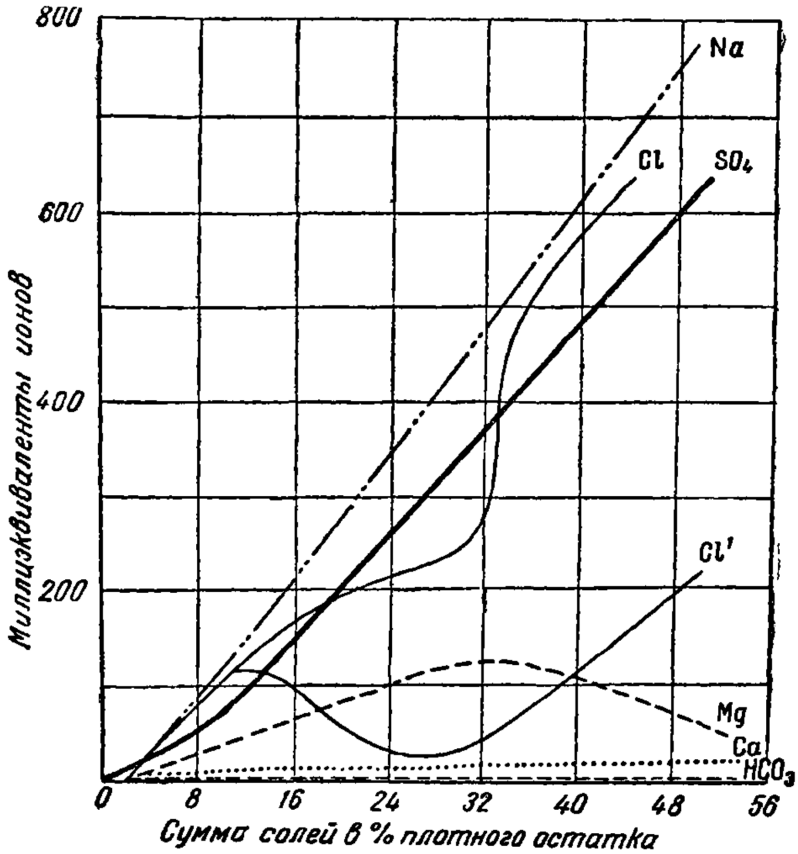


Рис. 37. Зависимость между степенью засоленности и составом солей в почвах низовьев р. Аму-Дарьи.

По соотношению катионов в составе солей, аккумулирующихся в соленосных горизонтах и корах солончаков, обычно первое место принадлежит солям натрия, которые при всех степенях засоления преобладают в этих горизонтах над солями магния и кальция. Лишь в солончаках Каспийской низменности, начиная примерно с 4% засоления и выше, соли магния преобладают над солями натрия.

Соли магния обычно же в соленосных горизонтах солончаков зани-

мают второе место после натрия и преобладают над солями кальция. Лишь в солончаках Голодной Степи при общем содержании солей менее 5% соли магния уступают место солям кальция.

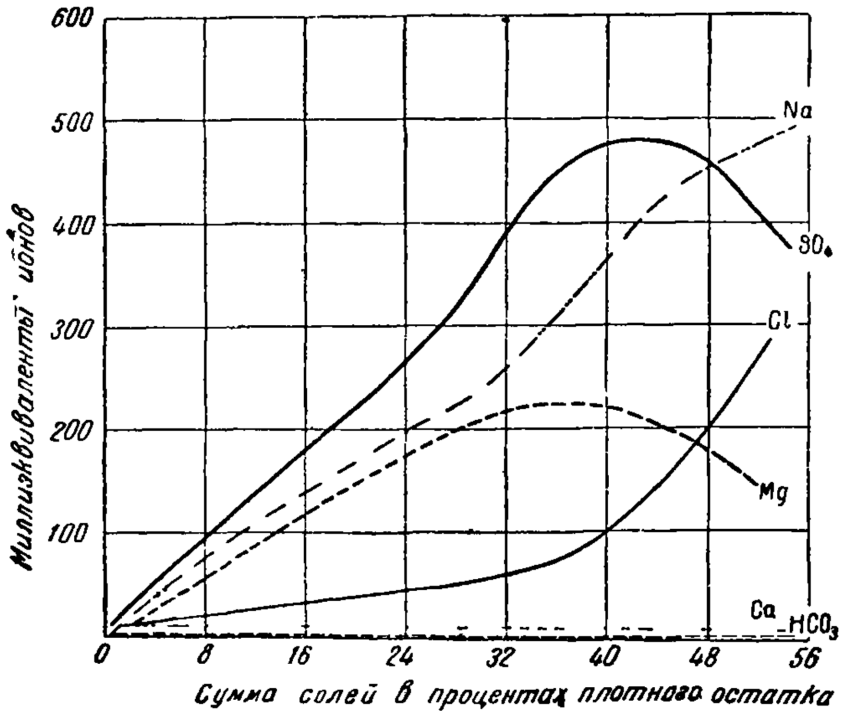


Рис 38. Зависимость между степенью засоленности и составом солей в почвах Ферганы

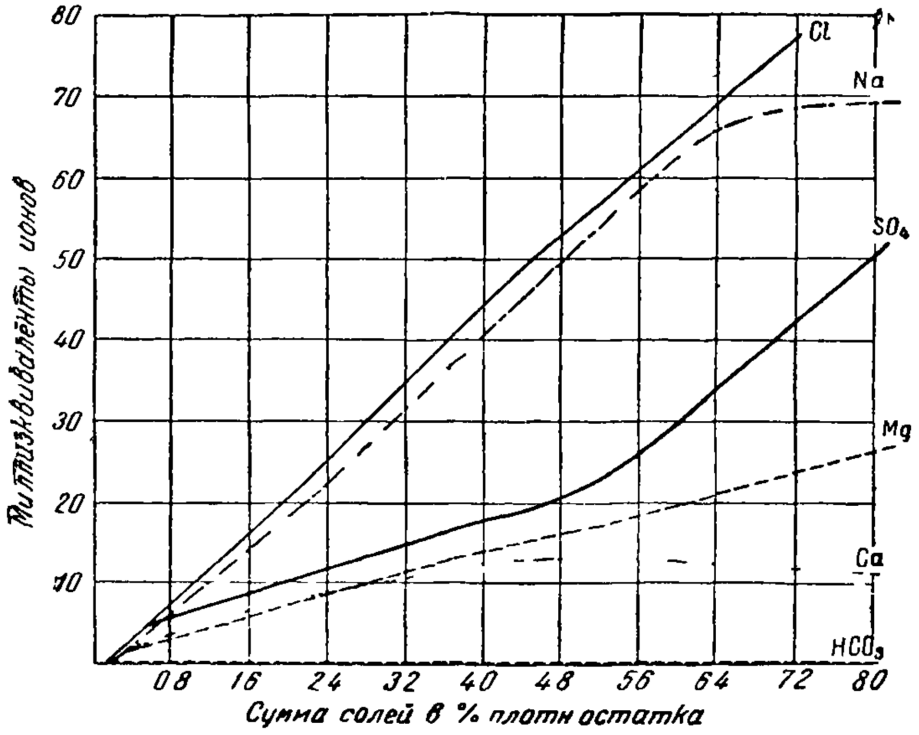


Рис 39 Зависимость между степенью засоленности и составом солей в почвах Каспийской низменности

9. Закономерности и географические ареалы накопления легкорастворимых солей в грунтах и почвах

Подводя итог рассмотренным нами материалам, можно установить следующие закономерности движения, дифференциации и ареалы аккумуляции легкорастворимых солей.

В твердой фазе грунтов и почвенных горизонтов накапливаются наименее растворимые соли. Процесс накопления солей в грунтах и почвах будет выражен тем больше, чем меньше их растворимость.

Основными соединениями, накапливающимися в твердой фазе грунтов и почв в процессе соленакопления, являются R_2O_3, SiO_2, $CaMg(CO_3)_2$, $CaCO_3$, $CaSO_4$ и Na_2SO_4. Накопление в твердой фазе остальных солей, обладающих высокой растворимостью, носит резко выраженный сезонный характер, проявляясь лишь в самых верхних слоях почвы. Этой группе наиболее легкорастворимых солей свойственно накопление в основном в почвенных растворах ($NaNO_3$, $MgCl_2$, $CaCl_2$, NaCl, $MgSO_4$, Na_2SO_4), либо в грунтовых водах ($MgCl_2$, $CaCl_2$, NaCl, $MgSO_4$, Na_2SO_4).

Географический ареал аккумуляции солей будет тем более широким и охватывающим, кроме аридных областей, области семигумидные, чем меньше растворимость этих соединений и чем раньше они достигают точки насыщения растворов, циркулирующих в грунтах и почвах.

Соответственно ареал аккумуляции соединений кремнезема и железа является наиболее широким, охватывающим даже влажные области. Ареал накопления доломита и углекислого Ca является хотя и более узким, чем ареал накопления соединений кремнезема и железа, но все же тоже очень широким и охватывает, кроме области пустынь и полупустынь, также области степей и лесостепей. Ареал накопления гипса уже значительно сужен по сравнению с ареалом накопления углекислого Ca и свойственен, кроме полупустынь и пустынь, лишь сухим степям (не севернее южных черноземов).

Ареал накопления сернокислого Na характерен уже лишь для области пустынь и полупустынь. Ареал же накопления в грунтах и почвах, грунтовых водах и почвенных растворах наиболее высокорастворимых соединений NaCl, $NaNO_3$, $MgCl_2$, $CaCl_2$, $MgSO_4$ является чрезвычайно узким и свойственен наиболее аридным и экстрааридным областям земного шара, тяготея геоморфологически и гидрогеологически к бессточным, недренированным местностям.

В соответствии с различной растворимостью солей и ареалами их накопления в географии распределения процессов соленакопления, засоленных почв и грунтовых вод устанавливается последовательная пространственная смена типов соленосной коры выветривания в направлениях общей миграции растворов.

Общие контуры этой закономерности заключаются в последовательно сменяющих друг друга зонах накопления соединений железа и кремнезема; железа, кремнезема, доломита и углекислого Ca; доломита, углекислого Ca, гипса и сульфата Na; доломита, углекислого Ca, гипса, сульфатов, хлоридов и нитратов щелочных земель и щелочей.

Каждое из соединений, участвующих в процессах соленакопления, начинает выпадать в твердый осадок, обогащая собой грунт и почвы по достижении состояния насыщения грунтовой воды и почвенного раствора. С этого момента устанавливается соответствующая зона накопления данного соединения. В последующем, по достижении каждым очередным наи-

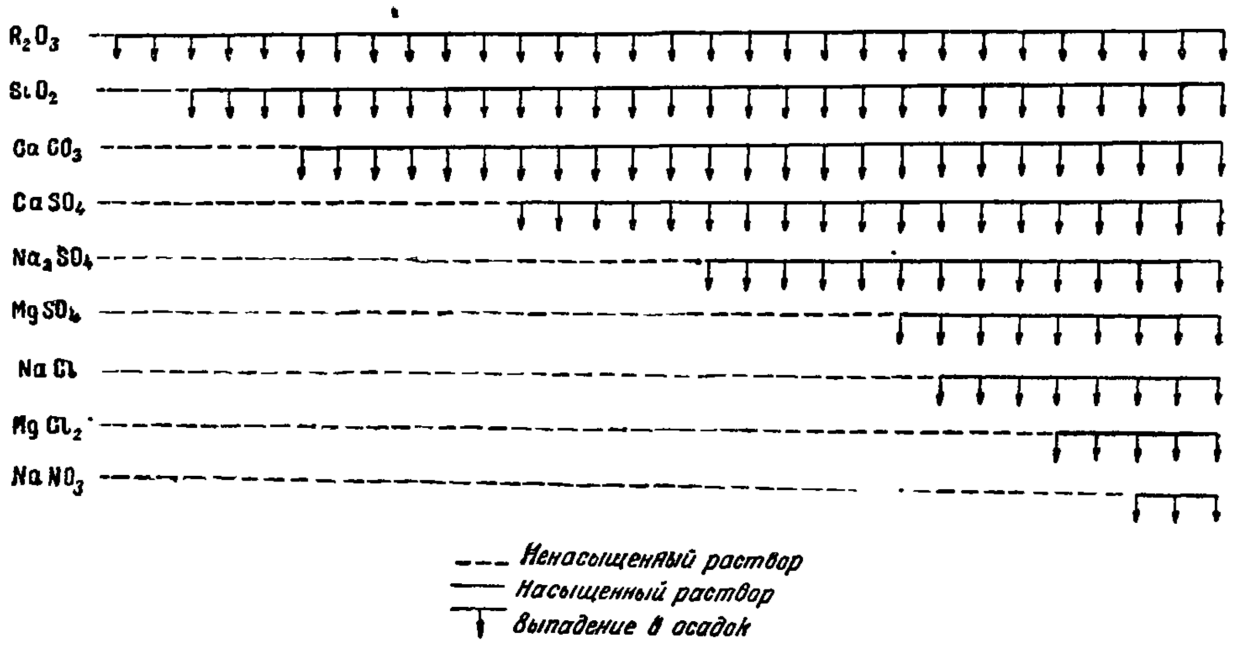


Рис. 40. Схема последовательности выпадения соединений из почвенно-грунтовых вод при их испарении и миграции.

менее растворимым соединением состояния насыщения раствора накопление в грунтах и почвах солей будет вызываться возрастающей по числу компонентов суммой соединений, достигших уже состояния насыщения раствора.

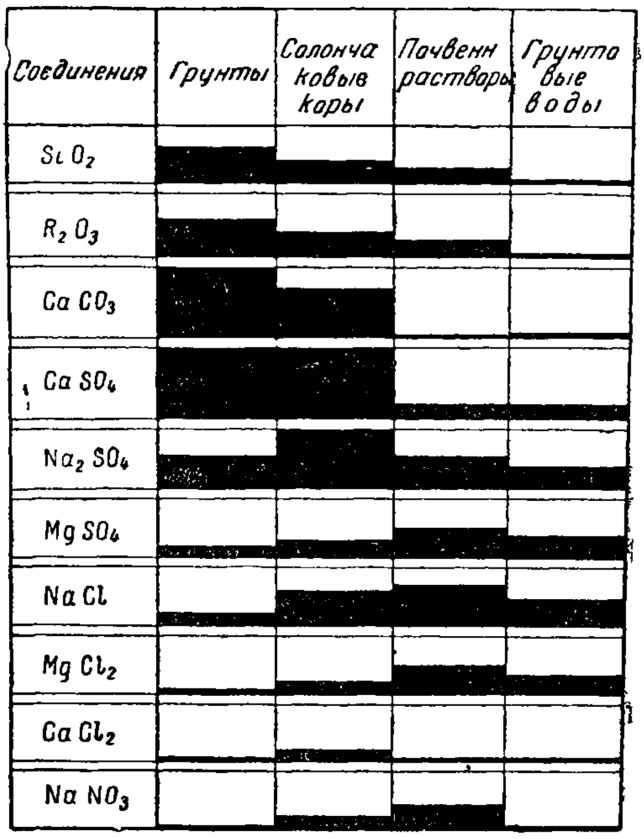


Рис. 41. Схема дифференциации соединений при испарении восходящих почвенно-грунтовых вод.

В процессах соленакопления в грунтах и почвенных горизонтах из восходящих капиллярных растворов от грунтовой воды, вследствие причин, рассмотренных и охарактеризованных выше, обособляются по профилю снизу вверх пояс накопления соединений железа, марганца и кремнезема, над ним и совместно с ним пояс накопления соединений $CaMg(CO_3)_2$ и $CaCO_3$, и над последними пояс выделения и накопления $CaSO_4$. Наиболее легкорастворимые соли обнаруживают тенденцию преимущественного накопления в верхних и собственно поверхностных горизонтах почвы.

Закономерности движения и дифференциации солей между грунтами, почвенными растворами и грунтовыми водами, последовательность выпадения легкорастворимых солей в осадок и различные сочетания этих соединений в твердой и жидкой фазе грунтов и почв иллюстрируются следующими двумя схемами, составленными нами на основе использования и некоторой переработки схем Гольдшмидта, Ферсмана, Полынова, Пустовалова (рис. 40, 41).

Глава IV

ВТОРИЧНОЕ ЗАСОЛЕНИЕ ПОЧВ ПРИ ОРОШЕНИИ

Термин «вторичное засоление почв» широко вошел в специальную мелиоративную и почвоведческую литературу и завоевал себе известность среди работников орошаемого земледелия. Содержание, охватываемое этим понятием, однако, оказывается достаточно сложным и не совсем соответствующим этому названию. В наиболее общем смысле под явлением вторичного засоления почв в орошаемом земледелии подразумевается катастрофически быстрая потеря плодородия орошаемыми почвами вследствие накопления солей в корнеобитаемых горизонтах вскоре после начала орошения.

Принимая этот термин, мы как бы молчаливо подразумеваем, что перед этим катастрофически быстро протекающим засолением почвенный покров однажды уже был засолен и до орошения переживал процессы рассоления.

Это представление, конечно, не точно, так как процессы засоления и рассоления могли протекать многократно, несколькими сменяющимися циклами. С этой точки зрения засоление почв при орошении является в хронологическом смысле совсем не «вторичным».

С другой стороны, катастрофически быстро наступающее засоление почв при орошении может не только охватывать незасоленные почвы, но являться продолжением или более сильным выражением лишь предшествующего естественного процесса засоления почв, т. е. в этом случае засоление почв при орошении является не вторичным, а как бы частью «первичного засоления».

Наконец, засоление почв под влиянием неправильной хозяйственной деятельности человека наступает не только при орошении. Широко известны случаи засоления почв и потери ими плодородия в результате неумеренных выпасов на лугах, при неправильном регулировании паводков и осушении аллювиально-дельтовых равнин (Барабинская степь, дельта Волги), при вырубке лесов (Якутия).

Поэтому суживать значение термина «вторичное засоление» только до случаев засоления почвы при орошении будет неправильным. Однако в настоящей работе мы сознательно рассматриваем явления вторичного засоления лишь применительно к поливному земледелию, так как надежных научных материалов о засолении почв при осушке, вырубке лесов и др. мы не имеем.

Рассмотренные нами выше вопросы о происхождении солей, закономерностях их миграции, дифференциации и накоплении в грунтах, грунтовых водах и почвенных растворах имеют прямое отношение к анализу и пониманию процессов вторичного засоления, возникающих при орошении. Но вместе с тем процессы вторичного засоления почв при орошении имеют свои собственные специфические особенности и закономерности, обязанные уже обстановке, создающейся в результате хозяйственной деятельности человека, обстановке, свойственной орошаемому земледелию.

В засолении орошаемых почв огромная роль принадлежит социально-историческим факторам. Большинство наших орошаемых оазисов имеет сложную тысячелетнюю историю в условиях классового общества, частной собственности на землю и воду, бесплановогo и зачастую нерационального строительства каналов, бесплановогo водопользования и освоения земель. В большинстве также технический уровень древних оазисов далеко отстает от требований современного инженерного искусства. Эти особенности, свойственные досоциалистическому прошлому нашего орошаемого земледелия, имели решающую роль в качестве общей причины развития процессов засоления почв орошаемых оазисов. Устранение этой общей причины в условиях СССР коренным образом меняет перспективы и создает все возможности для борьбы с засолением и его последствиями.

Необходимо также указать, что при засолении орошаемых почв имеют значение и чисто почвенные особенности и процессы, свойственные только орошаемым почвам.

Рассмотрим важнейшие из этих специфических особенностей, свойственных только процессам вторичного засоления почв при орошении и не имеющих место при процессах естественного соленакопления и образования естественных засоленных почв.

1. Значение предшествовавших процессов соленакопления

В скорости, качественном и количественном выражениях процесса вторичного засоления чрезвычайно большую роль играет предшествовавшая история процессов естественного соленакопления, имевших место до начала освоения и орошения территории. Необходимо установить три различных случая сочетания вторичного засоления и засоления естественного:

а) наложение вторичного засоления на почвы естественно-засоляющиеся;

б) наложение вторичного засоления на почвы в той или иной степени остаточно-засоленные;

в) наложение вторичного засоления на почвы глубокорассоленные.

В каждом из этих случаев начальные фазы вторичного засоления будут отличаться между собой содержанием и составом легкорастворимых солей.

В случае «а» — наложения вторичного засоления на естественно-засоляющиеся почвы — произойдет усиление естественно текущих про-

цессов засоления, образование почв и грунтовых вод крайних степеней засоленности, с соответственным усилением степени накопления Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$, $Na^{\cdot}$ в почвенных растворах и грунтовых водах и соответственным накоплением углекислого Са и сернокислого Са в грунтах в размерах, превосходящих естественные формы соленакопления.

Подобные случаи вторичного засоления характерны для орошаемых оазисов, расположенных на поймах и дельтах рек и на периферических частях сухих дельт, имеющих луговые, лугово-солончаковые и тугайно-солончаковые почвы, развивающиеся в сторону засоления (Кура-Араксинская низменность, Волга-Ахтубинская пойма, Чарджоу, Хорезмский, Бухарский и Каракульский оазисы, Сохский и Мургаб-Тедженский оазисы). Сюда же относятся вторичнозасоленные луговые земли Барабы (после осушения и в результате неумеренных выпасов).

В случае «б» — при развитии вторичного засоления на почвах остаточно-засоленных — наступит уже ряд существенных отклонений от процессов естественного соленакопления.

Химизм вторичного засоления в этом случае будет определяться химическим составом и количеством легкорастворимых солей, оставшихся в нижних горизонтах почв и в грунтовых водах осваиваемой территории. Так как районы остаточного засоления обычно характеризуются большей сульфатностью грунтовых вод и подчиненной ролью хлоридов, высокой загипсованностью и большим содержанием сернокислого Na в соленосных горизонтах материнской породы, то и вторичное засоление почв в этих случаях, как правильно отмечает А. Н. Розанов, развиваясь за счет перераспределения остаточных солей, будет также носить по преимуществу характер сульфатный, как, например, в Голодной Степи.

Однако в случае длительного развития вторичного засоления почв повышенная сульфатность со временем должна уменьшиться, поскольку проявится постепенное накопление $NaCl$, $MgSO_4$, $MgCl_2$.

Примеры развития вторичного засоления на почвах, имеющих значительную остаточную засоленность, мы находим в Голодной Степи, сероземы которой до орошения в своих нижних горизонтах содержали довольно большое количество остаточных преимущественно сернокислых солей, а также на многих орошаемых участках Нижнего Поволжья и Каспийской низменности (Новоузенская орошаемая система, Валуйская опытная станция, Питерско-Моршанская орошаемая система, Камышлакский орошаемый участок).

В случае «в» — наложения вторичного засоления на сильнорассоленные почвы — влияние причин, связанных с орошаемым земледелием, возрастает еще больше. Химизм ранних стадий вторичного засоления, если оно вообще наступает, и его проявление будут в преобладающей степени определяться условиями орошения, агротехники, химизмом поливной воды, характером и количеством удобрений, условиями микрорельефа и разбивки оросительной сети. Поскольку для состава легкорастворимых солей территорий интенсивного рассоления почв характерно большое участие карбонатов и бикарбонатов щелочных земель и щелочей, по-

стольку ранние фазы вторичного засоления почв в этих условиях будут характеризоваться повышенной щелочностью, накоплением углекислого Ca, углекислого Mg и даже соды.

Подобные случаи подмечены А. Н. Розановым для засоления ранее незасоленных сероземов Голодной Степи. Нами наблюдались эти случаи во вторично-засоленных содовых солончаках Барабы в Сибири на террасах р. Самарки и ее притоков в Куйбышевской области.

2. Влияние поливной воды и режима орошения

Исключительно большую роль в специфическом характере вторичного засоления создает само орошение. Вместе с оросительной водой в почвы и грунтовые воды приносится громадное количество солей путями, которые совершенно отсутствуют в естественной обстановке.

Выше, в главе об источниках солей при процессах соленакопления нами охарактеризовано значение оросительной воды как источника солей. Там показано, что приток солей с оросительными водами является одной из существеннейших причин засоления почвы при орошении не только в случаях повышенной минерализации оросительных вод (воды р. Вахша, воды р. Ширабад-Дарьи), но и при оросительных водах обычной минерализации.

Орошаемое земледелие при его современном техническом уровне обусловливает возникновение в оазисах специфического режима грунтовых вод, резко отличающегося от режима грунтовых вод, свойственного районам естественного соленакопления и засоления.

В последних случаях режим уровня грунтовых вод обычно имеет один сезонный максимум, приходящийся на конец зимы и раннюю весну. Накопляющиеся в течение зимы и весны грунтовые воды затем расходуются на испарение и засоление почв. В условиях орошаемого земледелия (имеются в виду недренированные районы) уровень грунтовых вод, кроме обычного максимума в период ранней весны, дает растянутый максимум или дополнительные подъемы в течение всей весны и лета и даже в период максимальной жары, в июле — августе.

Высокое положение уровня грунтовых вод в течение наиболее жаркого времени года поддерживается притоком фильтрационных и избыточных поливных вод. В таких условиях процессы вторичного засоления протекают значительно быстрее и интенсивнее, чем процессы естественного засоления. Кроме того, в условиях недостаточной дренированности каждый очередной полив, способствующий частному повышению уровня грунтовых вод и капиллярной каймы, питаемой ими, вследствие испарения после полива способствует засолению почв за счет солей, содержащихся в почвенно-грунтовых водах.

Всего этого мы не находим в процессах естественного соленакопления.

Как в Средней Азии, так и в Закавказье максимальные степени засоления почв мы встречаем не среди целинных неосвоенных территорий, но главным образом на пустующих внутриоазисных землях («перелоги»)

или на территориях, прилегающих к ним, либо, наконец, в периферических («хвостовых») частях ирригационных систем, находящихся под влиянием водно-солевого режима всего оазиса в целом.

В ирригационной воде взвешено довольно большое количество механических частиц, постепенно оседающих по мере движения воды в магистральных каналах, оросителях и по поверхности поля. Каждый полив, каждый очередной оросительный год сопровождаются накоплением в ирригационном оазисе значительных масс нового землистого материала.

Существуют данные, показывающие, что на орошаемых полях ежегодно откладывается до 20—50 м³ га твердых землистых наносов, приносимых ирригационной водой.

Откладывая крупнозернистые взвешенные материалы (крупнее 0,25 мм) в каналах и оросителях, поливная вода доносит до центральных частей оросительных карт лишь наиболее тонкие фракции взвешенного материала, главным образом его глинистую и коллоидальную части. Толща наносов по трассам каналов растет значительно быстрее, чем на полях. Постепенно поле начинает окаймляться валами ирригационных наносов вдоль каналов.

Длительное орошение приводит со временем к формированию специфического вторичного мезорельефа, представляющего сочетание: а) бессточных или полусточных округлых чашевидных понижений, сложенных глинами и имеющих близкие грунтовые воды, и б) перемежающихся с ними повышений и склонов, сложенных незасоленными наносами пылеватопесчанистого механического состава, отложенными вдоль каналов. Особенно типично развит подобный мезорельеф на староорошаемых территориях долины р. Вахш.

Вторичное засоление, как показывает пример Вахша и Бухарского оазиса, развивается в этих случаях в центральных частях чашевидных депрессий, сопровождается постепенным нарастанием поверхности суши и резко отличается от процессов естественного соленакопления.

В динамику, в количественное и качественное проявление вторичного засоления вносят также свои особенности такие факторы, как обработка и удобрение почв, вегетация сельскохозяйственных растений и др.

3. Значение освоенности и культурного состояния территории

В процессах естественного засоления почв характер территории остается более или менее в стабильном положении, а физико-географические условия местности подвергаются лишь очень медленным изменениям.

При вторичном засолении, возникающем в орошаемом земледелии, внешняя обстановка процессов засоления подвергается существенным и резким изменениям. В частности, в динамике развития процессов вторичяого засоления играют большую роль изменения характера освоенности и культурного состояния орошаемой территории.

Уже давно установлено, что неосвоенные земли, рассеянные пятнами на территории орошаемого оазиса, в случаях недостаточной дрени-

рованности последнего постепенно превращаются в солончаки за счет оттока в их сторону почвенно-грунтовых вод и солей с орошенных массивов.

В староорошаемых, не обеспеченных оттоком грунтовых вод, ирригационных системах, какими являются Хорезм, Центральная и Западная Фергана, Бухарский и Каракульский оазисы, Кура-Араксинская низменность, эмпирическим путем установилось определенное соотношение между орошаемыми и пустующими территориями. Пустующие территории по отношению ко всей подкомандной («обарыченной») площади составляют примерно 30—35%, а иногда и 50—70% поверхности. Их фактическое значение заключается в регулировании водно-солевого режима всей ирригационной системы или оазиса в целом путем отсасывания на себя и испарения фильтрационных, оросительных и почвенно-грунтовых вод, а также путем накопления при этом легкорастворимых солей, оттесняемых с орошаемых освоенных массивов.

Со временем это приводит к тому, что пустующие неосвоенные внутриоазисные земли превращаются в наиболее засоленные почвы оазиса, имеющие высокоминерализованные грунтовые воды.

Сходная картина создается при близких грунтовых водах (2—3 м) на орошаемых полях в том случае, если какая-либо часть их оказывается непокрытой культурными растениями, неполиваемой и необрабатываемой. Во всех этих случаях оголенные участки и пятна, являясь местными испарителями почвенно-грунтовых вод, притягивают на себя растворы легкорастворимых солей и в течение одного вегетационного периода могут засолиться. Со временем подобного рода солончаковые пятна лишь с трудом могут быть уничтожены и закультивированы.

Как показывает пример Голодной Степи и Ферганы, на освоенных культурных полях количество подобных пустующих солончаковых пятен может достигать 10—20% поверхности. Эти пятна также являются стихийными регуляторами водно-солевого режима орошаемой территории, испаряя часть почвенно-грунтовых вод и аккумулируя соли со стороны.

В этом же направлении в недостаточно дренированных условиях действует также временное прекращение поливов освоенной территории или забрасывание культурных земель в перелог на длительный срок, что имело место, например, в период гражданской войны. В этих случаях орошенная ранее территория, имеющая близкие грунтовые воды, лишаясь опресняющего влияния поливов, живет односторонним водно-солевым режимом, направленным в сторону испарения грунтовых вод через поверхность почвы и соленакопления в ней. В итоге забрасываемая и неполиваемая территория превращается сравнительно быстро в солончак.

Все эти случаи, являющиеся следствием недостатков и ошибок, возникающих в орошаемом земледелии, имеют очень большое значение в появлении, динамике и развитии вторичного засоления. Вместе с тем эти условия отсутствуют в случаях естественного засоления, оттеняя, таким образом, разницу между этими сходными процессами, имеющими некоторые общие закономерности.

4. Стадии вторичного засоления

Исследование процессов вторичного засоления почв на орошаемых территориях Ферганской долины, Голодной Степи, Бухарского оазиса, долины р. Вахш и Кура-Араксинской низменности позволяет установить ряд стадий этого процесса, генетически связанных между собой и закономерно располагающихся в пространстве:

а) засоление почв вдоль новых ирригационных каналов,

б) общее засоление орошаемой территории;

в) рассоление староорошаемых территорий при одновременном засолении пустующих внутриоазисных пространств и периферии оазисов.

Эти стадии характерны для недостаточно дренированных оазисов оросительными водами, содержащими небольшое количество взвешенного илистого материала. В ирригационных системах, оросительные воды которых содержат большое количество взмученного илистого материала, процессы вторичного засоления протекают несколько иначе. Вследствие развития чашевидного мезорельефа, обязанного отложению ирригационных наносов, процесс здесь усложняется:

а) рассолением приподнятых периферических частей чашевидных депрессий и одновременным засолением их центральных частей;

б) постепенным погребением ирригационными наносами центральных частей чаш и также их рассолением.

Рассмотрим перечисленные стадии вторичного засоления, иллюстрируя их примерами из конкретных ирригационных районов.

а) Стадия засоления почв вдоль новых ирригационных каналов

В наиболее резко выраженной форме стадия засоления орошаемых почв вдоль новых ирригационных каналов протекает на недостаточно дренированных территориях с остаточно засоленными почвами. В этих случаях резкая смена за короткий период после начала орошения внешне незасоленных или засоленных на большой глубине почв солончаковыми почвами особенно сильно поражает наблюдателя катастрофичностью своего проявления. Так было, например, во вновь орошенных районах Голодной Степи. Однако стадия засоления почв вдоль новых ирригационных каналов может иметь место также и на почвах, переживающих естественное засоление (в поймах и дельтах рек). В этих случаях вторичное засоление, налагаясь на естественную засоленность, в значительно меньшей степени бросается в глаза. Возникновение этой стадии засоления вновь орошаемых почв обязано коренному изменению водного режима территорий, прилегающих к каналам, и резкому подъему грунтовых вод вдоль них. Этому особенно способствует избыточный водозабор и низкая техника полива.

Подъем уровня грунтовых вод вдоль каналов объясняется исключительно высокой фильтрацией транспортируемой воды в суглинистых и особенно в лёссовых грунтах после начала орошения, когда толща породы прорезана бесчисленными ходами насекомых, животных, камерами термитов и т. д. Так, по данным проф. Димо, на 1 га поверхности в целинных

сероземах Голодной Степи приходится до 16 млн. ходов червей с суммарной площадью отверстий около 100 м².

По данным же Среднеазиатского научно-исследовательского института ирригации (САНИИРИ) (табл. 47) на бортах и дне картовых оросителей образуется до 100—300 нор землероев на 1 м² с общей площадью до 200—800—1200 см². Значение этих нор в фильтрации вод в каналах исключительно велико.

Таблица 47

Количество нор на бортах и дне картовых оросителей (данные САНИИРИ)

Орошаемая культура	Системы предгорных районов Киргизской ССР				Орошаемая культура	Кировская система			
	Средн. количество нор на 1 м²	Средн. площ., заним. норами в см²	Средн. диам. нор в см²	Средн. глубина нор в см		Средн. колич. нор на 1 м²	Средн. площ., заним норами в см²	Средн. диам. нор в см²	Средн. глубина нор в см
Перелог . .	112	109,0	0,85	4,0	Хлопок . .	324,0	882,0	2,3	53,0
Люцерна .	118	1221,0	1,1	7,2	Люцерна .	206,0	227,0	1,3	3,3
Бахчи . . .	232	171,0	1,3	5,8	Бахчи . .	252,0	63,0	0,4	5,0

Как показывает опыт Голодной Степи, наиболее интенсивный подъем грунтовых вод наступает обычно в первые два-три года после начала орошения целины. В последующем скорость подъема грунтовых вод вблизи каналов постепенно замирает.

В табл. 48 приводятся материалы гидрогеолога Лабецкой, показывающие, что фильтрующиеся через дно магистрального канала так называемой «левой ветви» воды в Голодной Степи вызвали поднятие уровня грунтовых вод на расстояние до 10 км.

Таблица 48

Влияние каналов на подъем уровня грунтовых вод в Голодной Степи

Расстояние от канала	Глубина грунтовых вод в 1914 г. до орошения в м	Глубина грунтовых вод после орошения в м
100 м	12,5—15,0	3,5
200 »	12,5—15,0	4,0
600 »	12,5—15,0	5 5
1 км	12,5—15,0	5,9
2 »	15—17,5	10,11
3 »	15—17,5	12 15
4 »	17,5—20	14,0
10 »	17,0	11,5

На рис. 42 приведен график изменения уровня грунтовых вод в совхозе Пахта-Арал после начала орошения (данные Е. Петрова и наши).

Из этих данных можно видеть, что в условиях совхоза Пахта-Арал подъем уровня грунтовых вод в первый год после орошения составлял 82% от общего поднятия их за два года (Петров).

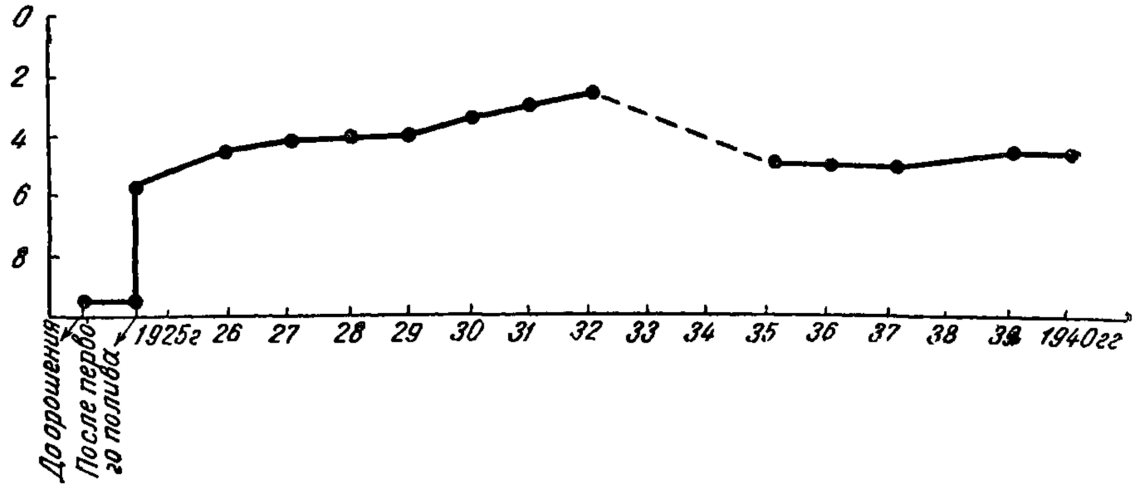


Рис 42. Изменение уровня грунтовых вод в совхозе Пахта-Арал после начала орошения.

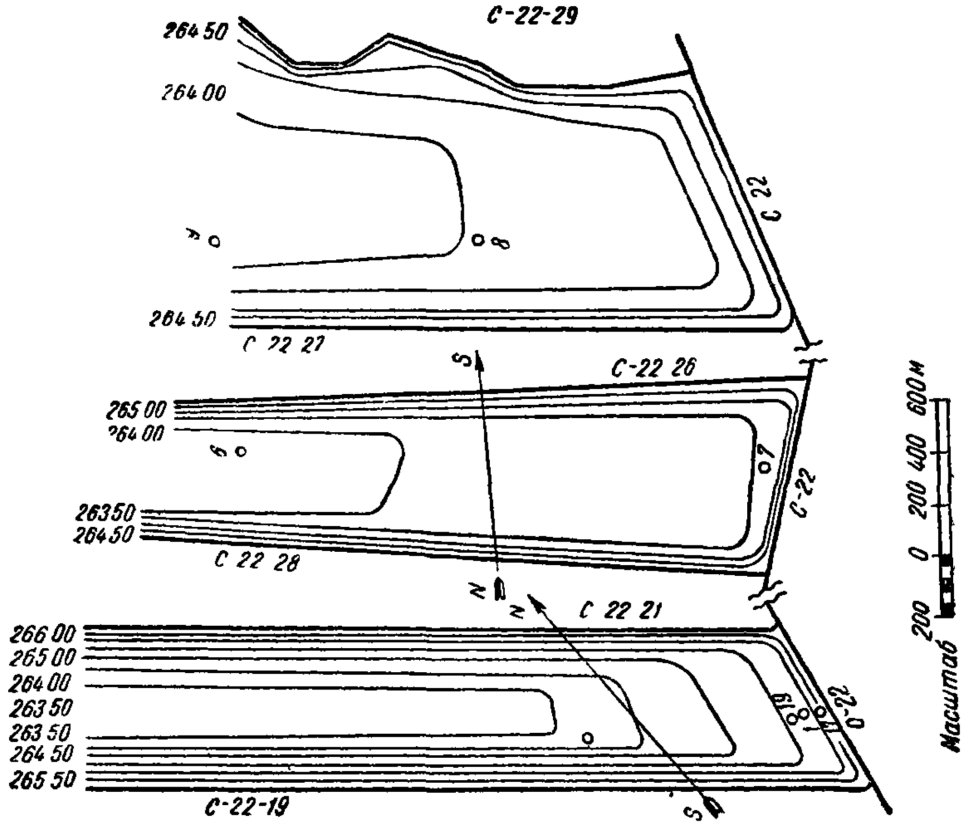


Рис. 43. Влияние оросителей на подъем грунтовых вод поливной карты (по Крылову).

Влияние оросителей на подъем грунтовых вод также велико. Обычно вдоль арыков с первых лет орошения создаются полосы с повышенным залеганием уровня грунтовых вод, достигающие ширины 300—500 м. К серединам поливной карты грунтовые воды заметно понижаются (рис. 43). Поверхность зеркала грунтовых вод приобретает волнистый

характер, увязывающийся с распределением каналов, поливных карт и пустующих земель.

По исследованиям Ю. А. Скворцова в Голодной Степи в районе 63-го км «левой ветви» грунтовые воды залегали до орошения на глубине не меньше 10 м. Через год после начала орошения они поднялись вблизи каналов до 4 м. Через 3 года после освоения территории грунтовые воды в частях, прилегающих к каналу, установились на глубине 1,5—2 м, поднявшись, таким образом, на 6—10 м, а в отдаленных от канала частях установились на глубине 2,0—3,5 м.

В суммированном виде питающую роль ирригационных магистральных каналов можно хорошо видеть на профилях через орошенную

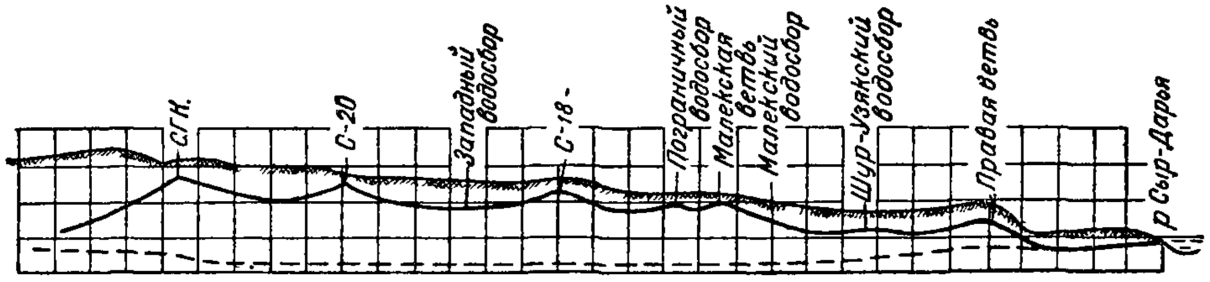


Рис. 44. Значение ирригационных каналов в подъеме уровня и питании грунтовых вод Голодной Степи (Крылов). Условные обозначения: — — — горизонт грунтовых вод до орошения (1908—1911 гг.); ——— горизовт грунтовых вод.

часть Голодной Степи и Северную Мугань, приведенных на рис. 44, 45 (заимствовано из работ М. М. Крылова и Ф. П. Саваренского).

Каждому крупному ирригационному каналу соответствует гребень грунтовых вод. Видно также, что в сторону целины грунтовые воды глубоко опущены, смыкаясь в нескольких км от границы орошения с бытовым уровнем грунтовых вод.

Аналогичные явления наблюдаются в Фергане вдоль недавно построенного Большого Ферганского канала им. Сталина. Примерно через год после пуска Большого Ферганского канала в сентябре 1940 г. грунтовые воды вдоль канала поднялись в районе станции Федченко в среднем на 1,5 м и установились в зоне 50 м от канала на 55 см от поверхности, на расстоянии 150 м — на глубине 90 см от поверхности, на расстоянии 300 м — на глубине 150 см и на расстоянии 4 000 м — на глубине 360 см. Полоса вдоль канала шириной до 300 м подверглась в первый же год интенсивному засолению с образованием мокрых и пухлых солончаков.

Механизм подъема грунтовых вод под ирригационными каналами не достаточно ясен. Несомненно, имеет место прямое растекание фильтрационных пресных вод из канала и наложение их на грунтовые воды с постепенным замещением последних. Но вследствие того, что коэффициенты фильтрации породы, как правило, чрезвычайно низки, скорость процесса замещения пресными фильтрационными водами бытовых минерализованных грунтовых вод крайне невелика и во времени протекает исключительно медленно, проявляясь лишь в более поздних стадиях процессов засоления и рассоления.

Поэтому подъем грунтовых вод в зонах, прилегающих к ирригационным каналам, Ф. П. Саваренский, Б. В. Федоров, Е. Г. Петров и др. совершенно правильно связывают с гидростатическим давлением столба фильтрующейся под каналами воды и соответственным подъемом под влиянием этого напора грунтовых вод прилегающих территорий.

Подъем бытовых грунтовых вод, обычно в той или иной степени минерализованных, и приближение их к дневной поверхности на глубины по-

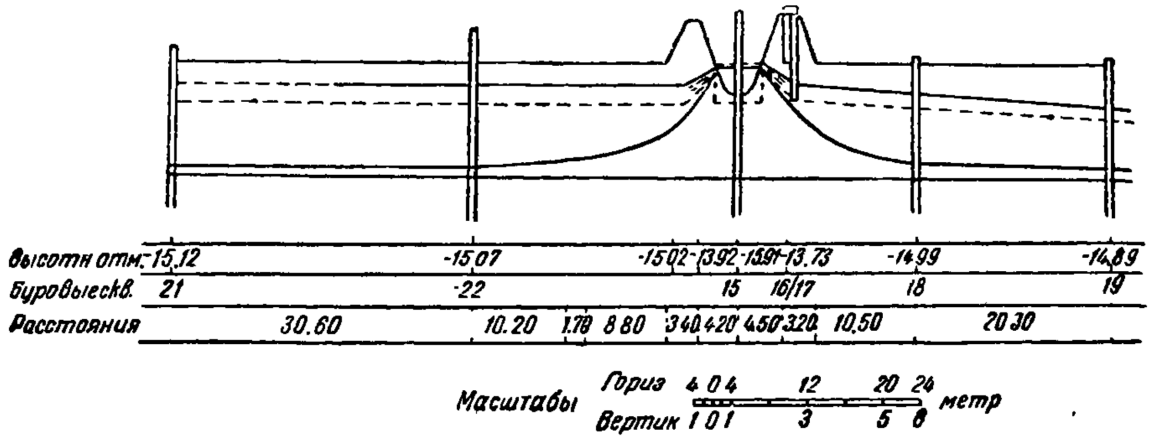


Рис. 45. Значение ирригационных каналов в подъеме уровня и питании грунтовых вод Муганской степи (Саваренский).

рядка 1,5—2 м будет сопровождаться сильным увеличением быстроты испарения грунтовых вод через поверхность почвы с накоплением растворенных в грунтовых водах солей в поверхностных почвенных горизонтах.

Но к этому присоединяется и другой процесс, усиливающий интенсивность вторичного засоления. Приближаясь к дневной поверхности, грунтовые воды постепенно растворяют соли, которые находятся в твердом состоянии в толщах материнских пород и почвенных горизонтах, и за этот счет сильно увеличивают минерализацию.

Е. Г. Петровым рассчитано для условий Голодной Степи, что содержащихся в 10-м толще лёссового грунта легкорастворимых солей в случае перехода их в поднимающиеся грунтовые воды и перемещения к поверхности с накоплением в верхних слоях почвы вполне достаточно для того, чтобы вызвать сильно выраженное засоление этих почв.

Наиболее подробно эта начальная стадия вторичного засоления рассмотрена Ю. Г. Лопато для условий Нижнего Заволжья (1932) и Е. Г. Петровым на примере совхоза Пахта-Арал в Голодной Степи.

Следует, однако, категорически оговорить, что засоление почв вдоль каналов после начала орошения совершенно не является неизбежным. Не говоря уже о том, что оно может проявиться только в условиях малодренированных и недренированных территорий, — даже на территориях, склонных к засолению, можно с помощью комплекса рационально продуманных и подобранных профилактических мероприятий избежать больших потерь оросительных вод на фильтрацию в каналах и подъема грунтовых вод под влиянием этого.

Такими профилактическими мероприятиями являются:

а) трамбовка днищ и стенок каналов после их сооружения и заиливание их (кольматаж) небольшими порциями мутной воды. Это одно из наиболее дешевых средств, к сожалению, почти никогда не применяемое;

б) солонцевание днища и стенок каналов по методам, разработанным акад. А. Н. Соколовским, проф. Л. П. Розовым и др.;

в) трамбовка в сочетании с обработкой днища и стенок каналов горячим мазутом и нефтью (рекомендуется также в сочетании с солонцеванием). Недорогой способ, позволяющий очень сильно понизить фильтрацию воды в каналах на длительный период эксплоатации, как показал опыт Южной Украины;

г) облицовка каналов водонепроницаемыми одеждами типа асфальтов, битумов, цементов. Этот способ является более дорогим и в наших условиях малодоступным, хотя эффективность его чрезвычайно высока.

Наконец, регулярный ремонт ирригационной сети, поддержание проектного профиля каналов, сохранение при очистке каналов закольматированного илистыми наносами слоя на дне и стенах каналов, оборудование их простейшей эксплоатационной арматурой — в совокупности являются также существенными факторами снижения фильтрации воды в ирригационной сети.

Естественно также, что эксплоатация ирригационной системы на принципах строгой дисциплины и жесткого выполнения планов водораспределения и водопользования с выключением водоподачи на вневегетационные периоды, как показал опыт Голодной Степи, является общим условием эффективности всех мероприятий по понижению фильтрации в ирригационной сети и снижению уровня грунтовых вод.

б) Стадия общего засоления орошаемой территории

Процесс потери оросительных вод в ирригационной сети на фильтрацию, продолжаясь в ходе ее эксплоатации, пополняет из года в год запас грунтовых вод орошаемых территорий и способствует после подъема уровня грунтовых вод вблизи ирригационных каналов постепенному общему подъему грунтовых вод в системе, если, конечно, оазис не обеспечен естественной дренированностью.

Прогрессивному общему подъему зеркала грунтовых вод в ирригационных системах после начала орошения в весьма большой степени способствуют низкий коэффициент использования воды в хозяйствах, недостатки техники и практики орошения: поливы затоплением (чальное орошение в Кура-Араксинской низменности), поливы грузными нормами, превышающими водоудерживающую способность почвы, поливы без предварительного рыхления поля, полив по наибольшему уклону местности со сбросом избыточных вод в депрессии рельефа (долина р. Вахш, некоторые районы Ферганской долины), неумелое применение промывок, беспорядочная культура риса среди хлопковых орошаемых территорий и неправильная эксплоатация дренажно-коллекторной сети,

выражающаяся в ее зарастании, заилении, изменении профиля и переполнении сбросными водами.

Недостатки и ошибки техники и практики орошения в сочетании с отсутствием мероприятий по борьбе с фильтрацией в каналах обусловливают низкий коэффициент полезного действия ирригационных систем — порядка 0,45, способствуют катастрофически высокому положению уровня грунтовых вод в них и вместе с тем необеспеченности освоенных территорий ирригационной водой вследствие бесполезной траты ее на питание грунтовых вод.

Одним из наиболее ярких примеров губительного влияния всех этих недостатков является Голодная Степь. В архивах Управления ирригационной системой Голодной Степи имеются материалы, которые показывают, что с первых лет орошения система непроизводительно забирала огромные избытки оросительных вод, сбрасывая их в Шурузякскую и Сардобинскую депрессии, на дороги и в водосборы. Так, за 1914—1920 гг. забиралось до 60—70% избыточной воды против потребностей по нормам. В 1921—1927 гг. избыточная вода составляла до 40—60% водозабора, и только в конце 20-х и в 30-х годах избыточный водозабор был снижен до 10—20%.

Если разверстать всю массу забиравшейся воды на орошаемую площадь Голодной Степи, то получится, что в течение двух-трех десятилетий на каждый гектар орошаемой площади приходилось до 20 000—35 000 м³ воды вместо необходимых 7000—8000 м³/га.

Известно, что это привело в Голодной Степи к неудержимому повсеместному подъему грунтовых вод, выходу их во многих местах к поверхности, широкому развитию озер, болот, солончаков и эпидемическому развитию малярии.

Все это в свое время было описано М. М. Бушуевым, сделавшим много как в смысле теоретического понимания процессов заболачивания и засоления почв Голодной Степи, так и в борьбе с этим грозным явлением.

По данным М. М. Крылова, к 1934—35 гг., т. е. за 20—25 лет орошения Голодной Степи, горизонт грунтовых вод в центральных частях орошенной территории поднялся на высоту до 10 м и больше. В итоге на орошаемых землях Голодной Степи и на пустующих внутриоазисных перелогах грунтовые воды установились к 1935 г. на глубинах около 2—3 м. Лишь естественно дренированные территории Голодной Степи, повышенные массивы и полосы, примыкающие к обрывам вдоль р. Сыр-Дарья, характеризовались глубиной грунтовых вод порядка 3—5—10 м.

Процесс общего подъема грунтовых вод вновь орошаемых массивов продолжается в течение многих десятилетий. Грунтовые воды постепенно растекаются и поднимаются в широком прилегающем поясе неорошенной целины, окаймляющей оазис.

Так, процессы растекания и постепенного подъема грунтовых вод на территориях, прилегающих к орошаемым массивам совхоза Пахта-Арал в Голодной Степи, продолжаются, не прекращаясь уже второе десятилетие (рис. 46).

Нарастающий расход грунтовых вод на транспирацию, и в особенности на испарение, вместе с растворением солей, находящихся в грунтах, ведет к более или менее повсеместному увеличению минерализации поднимающихся грунтовых вод и к началу следующей стадии вторичного засоления, охватывающего уже орошенный массив в целом.

Так, наши исследования в Голодной Степи показали, что в районе совхоза Пахта-Арал за годы его орошения и развития вторичного засоления после подъема грунтовых вод минерализация их возросла с 3—5 г/л, бывших до орошения, по данным проф. Димо, до концентрации 10—15 г/л, а в отдельных случаях до 18—20 г/л к 1937—1940 гг.

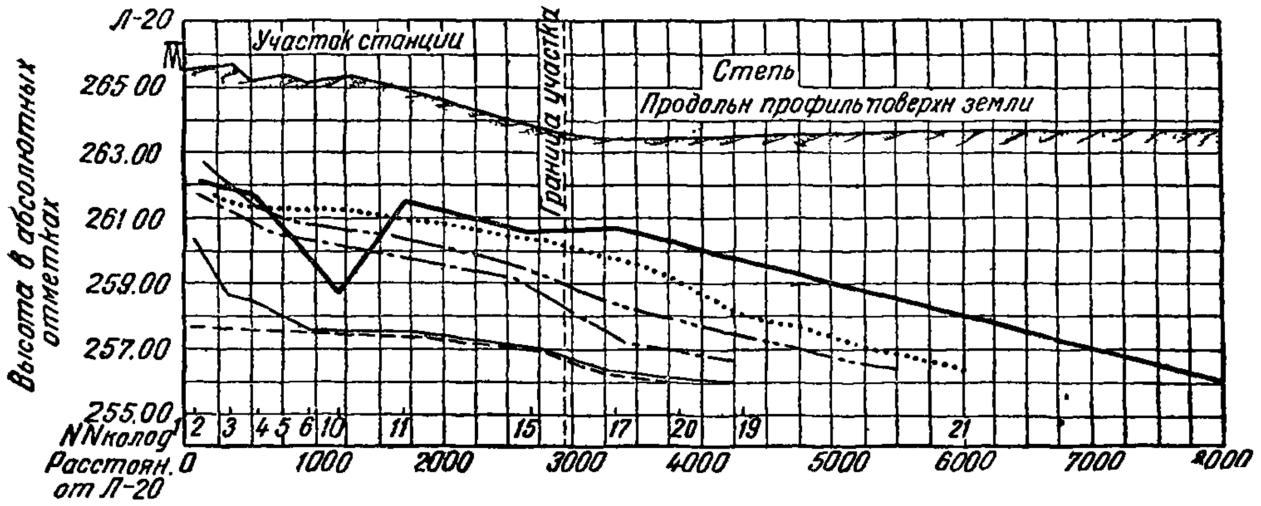


Рис. 46. Процесс постепенного подъема и растекания грунтовых вод на территориях, прилегающих к орошаемым массивам совхоза Пахта-Арал (Крылов).

Условные обозначения:

— — — — до орошения ———— на 1 декабря 1925 г. —.—.—. на 1 января 1926 г. —..—..— на 1 октября 1926 г. ····· на 1931 г. ▬▬▬ на 15 июля 1936 г.

То же можно видеть в Голодной Степи при сопоставлении составленных Н. А. Димо карт минерализации грунтовых вод до орошения с 1923—1924 гг.

Сопоставляя эти карты по отдельным массивам, М. А. Панкову удалось установить, что в районе правой ветви канала в Голодной Степи минерализация грунтовых вод с 1—2,5 г/л до начала орошения возросла к 1923—1924 гг. до 2.5—5 г/л, а на отдельных солончаковых массивах — до 5—7.5 и 10—15 г/л. В Сардобинской впадине минерализация грунтовых вод и до орошения была довольно высокой — 10—15 г/л. Но после начала орошения, в результате подъема грунтовых вод и развития засоления, минерализация их на отдельных пятнах увеличилась до 15—25 г/л.

По этим же данным М. А. Панкова, увеличение минерализации грунтовых вод в первые периоды их подъема наблюдается и в западной части орошенной территории Голодной Степи, где до орошения минерализация грунтовых вод была 2.5—5 г/л, а к 1923—1924 гг. она поднялась до 7.5—10 г/л и более.

Это явление было также подмечено Н. А. Димо, Т. И. Оловянишниковым и А. Ф. Шелаевым по совхозу Баяут, где также в первые годы после начала орошения происходило повсеместное увеличение минерализации грунтовых вод.

Параллельно увеличению минерализации грунтовых вод при вторичном засолении после подъема их происходит и изменение качественного состава растворенных солей согласно закономерностям, изложенным нами выше. Увеличивается содержание Cl, Na и Mg. Особенно сильное увеличение минерализации грунтовых вод после их подъема происходит на пустующих неорошаемых территориях, вкрапленных отдельными пятнами среди поливных земель. Сюда происходит отток почвенно-грунтовых вод и растворенных в них солей, здесь они накапливаются особенно интенсивно в почве, грунте и грунтовой воде. Поэтому, как правило, наибольшие минерализации грунтовых вод наблюдаются в пустующих целинных внутриоазисных землях и на неорошаемых участках (перелогах). Увеличение минерализации поднявшихся грунтовых вод вблизи сбросов, на перелогах и на землях нового орошения отмечено в Голодной Степи А. В. Мухля на участке «Земля и труд». Здесь минерализация грунтовых вод достигает 10—20 г/л вместо бывших до орошения 3—5—7.5 г/л.

Увеличение минерализации грунтовых вод после их подъема и приближения к дневной поверхности отмечено П. А. Керзумом и О. А. Грабовской в долине р. Вахш (1940).

Однако процесс увеличения минерализации грунтовых вод в первые периоды после их подъема и приближения к дневной поверхности протекает в тесной зависимости от гидрогеологических и геоморфологических условий, а также от расположения магистральных ирригационных каналов.

Как показали наши исследования, наиболее быстрый рост минерализации грунтовых вод после их подъема и в наиболее интенсивной степени обычно наблюдается в наименее дренированных частях оазиса, в различного рода понижениях мезорельефа, а также в чашевидных впадинах, встречающихся в Голодной Степи и Кура-Араксинской низменности в естественном виде и образующихся на Вахше, в Бухаре и в Фергане в процессе длительного орошения.

Во многих случаях дренированные и повышенные части орошаемого массива, характеризующиеся местным оттоком грунтовых вод, существенных изменений в сторону повышения минерализации грунтовых вод не обнаруживают.

Приближение грунтовых вод к дневной поверхности и увеличение их минерализации начинает вызывать постепенное проявление вторичного засоления почв. В пределах этой стадии вторичного засоления почв выделяется несколько частных форм. Они могут быть генетически между собою связаны и постепенно развиваться одна из другой, но вместе с тем они могут также наступать совершенно независимо одна от другой. Чаще всего при этом вторичное засоление начинает проявляться еще при сравнительно глубоких грунтовых водах, порядка 3.5—4 м, в форме се-

зонного (в течение лета) пятнистого засоления почв на недостаточно поливаемых, вследствие небрежности, участках, а также на оголенных от культурной растительности пятнах орошаемых полей, вследствие дефектов агротехники при посеве.

Эта форма сезонного проявления вторичного засоления почв не всегда может быть замечена вследствие своей эфемерности и сравнительно слабого вреда, наносимого культурной растительности. Однако сезонное пятнистое засоление вызывает угнетение культурных растений, понижение урожая и его качества. Опасность сезонного пятнистого засоления почв заключается еще и в том, что, возникнув однажды и не подвергаясь уничтожению, оно прогрессирует, превращаясь в форму пятнистого постоянного засоления.

Сезонное пятнистое засоление сравнительно легко ликвидируется мерами эксплоатационного и агротехнического характера, ведущими к понижению грунтовых вод и уменьшению испарения. Решающую роль будут играть планировка поверхности, тщательные вегетационные поливы по бороздам, тщательная механическая обработка, высокая загущенность культурных растений на полях и, в особенности, интенсивное возделывание люцерны в севообороте.

Сезонное пятнистое засоление почв широко распространено в Голодной Степи и Бухаре (табл. 49).

Если вследствие недостатков эксплоатации ирригационной системы и нарушений экономного водопользования происходит дальнейшее повышение уровня грунтовых вод и увеличение их минерализации, развивается форма постоянного пятнистого вторичного засоления почв. Оно фиксируется чаще всего на повышениях микрорельефа (на «буграх»). Возникшее этим путем из сезонного пятнистого засоления постоянное пятнистое засоление повышений микрорельефа постепенно само способствует развитию микрорельефа — «бугров» — за счет накопления солей в почве. При поливах повышения микрорельефа обычно недополиваются. После поливов они чрезвычайно быстро пересыхают, испаряя почвенную влагу в два-три раза быстрее, чем ровные места.

Таблица 49

Орошаемая почва Голодной Степи с сильно выраженным сезонным вторичным засолением (водные вытяжки в %)

Весна 1937 г				Осень 1937 г.			
Глубина в см	Плотный остаток	Cl	SO_4	Глубина в см	Плотный остаток	Cl	SO_4
0—2	0,38	0,004	0,21	0—2	1,72	0,17	0,78
2—10	0,47	0,01	0,26	2—10	0,77	0 05	0,42
10—25	0,57	0,03	0,31	10—25	0,87	0,04	0,51
25—45	0,40	0,03	0,21	25—40	0,58	0 02	0,33
60—80	0,30	0,03	0,15	60—80	0,48	0 01	0,27
100—120	0,51	0,03	0 29	100—1.0	0,25	0,(06	0,14
160—185	0,44	0,02	0,25	160—180	0,55	0,004	0 36

В итоге за счет постепенного горизонтального и вертикального перераспределения солей с почвенно-грунтовыми водами в почвах, затронутых пятнистым постоянным засолением, накопляется значительное количество солей, не только угнетающее культурные растения, но и вызывающее их гибель уже при всходах либо после первых стадий вегетации.

Эта форма вторичного засоления характерна для многих районов Голодной Степи, в частности, для массива совхоза Пахта-Арал, для ряда территорий Бухарского оазиса, долины р. Вахш и приподнятых частей Ферганской долины (рис. 47).



Рис. 47. Вторичные солончаки на стадии пятнистого засоления.

Пятнистое постоянное вторичное засоление наносит значительный вред народному хозяйству, вызывая пестрое состояние и выпады культурных растений, ухудшая качество и количество снимаемого урожая. О степени пестроты почв, создаваемой пятнистым засолением, можно судить по данным табл. 50.

Однако с засолением этого типа сравнительно легко справиться. Именно для предупреждения и борьбы с этим типом вторичного засоления будут наиболее эффективны: систематическая планировка орошаемой территории и поддержание ее в выровненном состоянии, снижение грунтовых вод с помощью улучшенной эксплоатации и техники полива, введение люцерновых севооборотов, улучшение качества обработки и недопущение разрывов между последней и поливами и больше всего, конечно, тщательность поливов и равномерность закультивирования поля. Наиболее засоленные солончаковые пятна при этом потребуют усиленных вегетационных местных поливов с помощью специально проведенных ок-арыков.

Таблица 50

Типичный пример пятнистого засоления на орошаемых почвах Голодной Степи (водные вытяжки в %)

Преобладающие незасоленные сероземы				Вторично-солончаковые пятна на фоне незасоленных почв			
Глубина в см	Плотный остаток	Cl	SO_4	Глубина в см	Плотный остаток	Cl	SO_4
0—2	0,11	0,002	0,05	0—2	1,80	0,32	0,67
2—10	0,11	0,003	0,06	2—10	1,02	0,22	0,35
10—25	0,11	0,004	0,06	15—25	1,22	0,16	0,33
25—40	0,12	0,006	0,07	25—40	1,15	0,22	0,41
60—80	0,09	0,004	0,06	60—80	0,52	0,11	0,17
160—180	0,12	0,004	0,08	160—180	1,40	0,07	0,65
260—285	0,47	0,006	0,31	260—285	0,87	0,03	0,48

Для борьбы с постоянным пятнистым засолением могут также понадобиться выборочные осенне-зимние промывки солончаковых пятен.

Хотя пятнистое постоянное засоление широко распространено, оно не является страшным для культурного передового хозяйства, которое будет тщательно выполнять существующие агро-эксплоатационные правила и систематически бороться с пятнистыми солончаками.

Если в пределах ирригационной системы происходит дальнейшее повышение грунтовых вод, форма пятнистого засоления может смениться сплошным вторичным засолением всей поверхности.

Чаще всего сплошное вторичное засоление наступает в районах наименее дренированных (древнерусловые впадины, депрессии, чашевидные низины, периферии орошаемых оазисов, расположенных на субаэральных дельтах и конусах выносов, внутренние части пойменных террас, периферические наиболее древние части приморских дельт). Наступает оно также на пустующих внутриоазисных, целинных или переложных землях, окруженных орошаемыми территориями. Основным условием сплошного вторичного засоления является высокий уровень застойных грунтовых вод (около 2,5—2 м).

Следует различать сплошное вторичное засоление при маломинерализованных — до 10—12 г/л — грунтовых водах и сплошное вторичное засоление при высокоминерализованных — 20—40 г/л — грунтовых водах.

Сплошное засоление при маломинерализованных грунтовых водах ликвидируется применением сплошных промывок на фоне редкой сети опорных глубоких коллекторов. Эффект промывок должен обязательно закрепляться в хлопково-люцерновом севообороте вегетационными поливами с применением комплекса высокой агротехники и жестко проводимыми эксплоатационными мероприятиями по борьбе с повышением уровня грунтовых вод и испарением их с поверхности почв.

Использование земель сплошного засоления при маломинерализованных грунтовых водах возможно и без сооружения коллекторов, но, как показывает опыт Бухарского оазиса, Ферганы и некоторых территорий Голодной Степи, при условии ежегодных промывок и неполного освоения

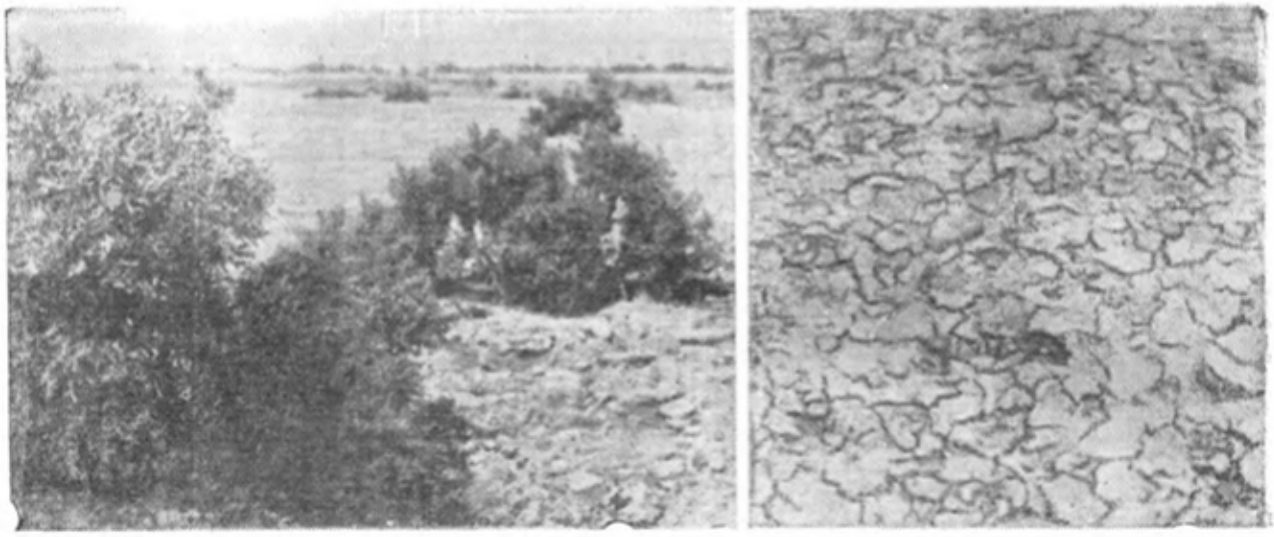


Рис. 48. Вторичные солончаки на стадии сплошного засоления.

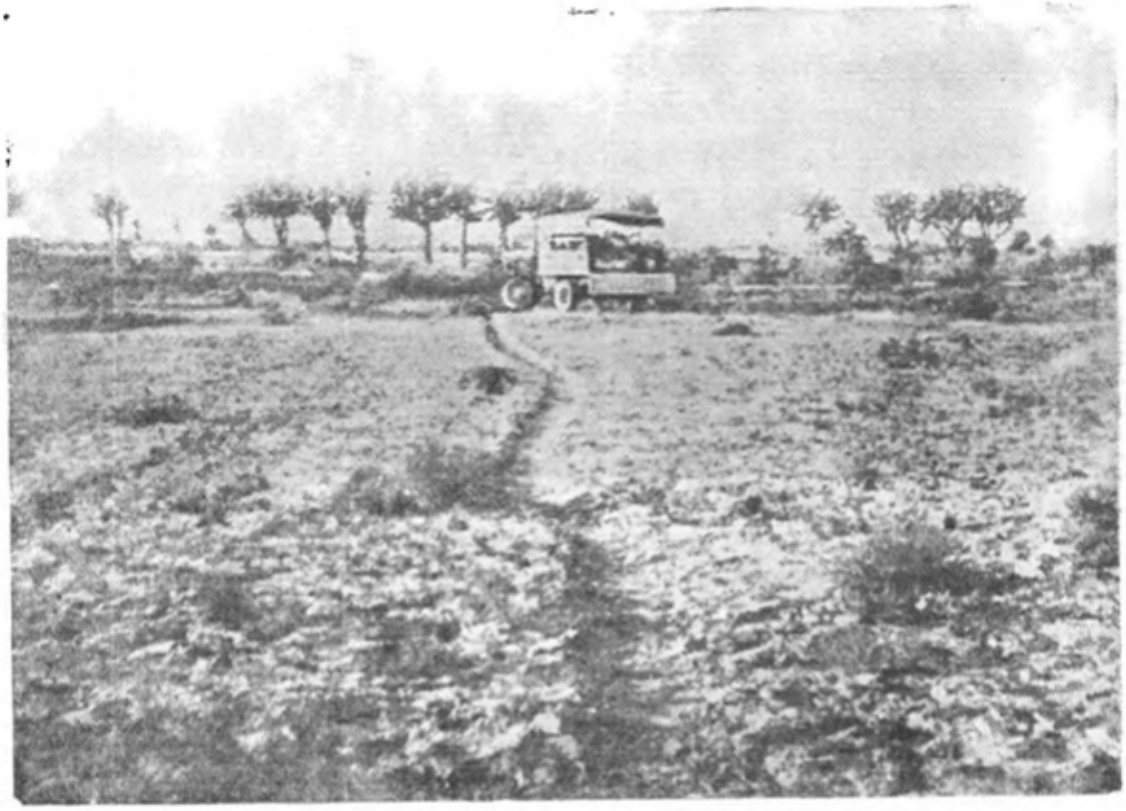


Рис. 49. Вторичные солончаки Центральной Ферганы на стадии сплошного засоления (на снимке виден мощный — до 20 см — пухлый соляный горизонт).

территории (до 20—30% площади). Процессы засоления при этом не прекращаются, и урожай отличается неустойчивостью.

Сплошное засоление при маломинерализованных грунтовых водах широко распространено в староорошаемых оазисах Бухарской области

(табл. 51), в центральных, несколько приподнятых, частях Сохского и Исфаринского конусов выноса в Ферганской долине, на бортах нижних частей склонов чашевидных депрессий долины р. Вахш.

Сплошное засоление при высокоминерализованных грунтовых водах (20—40 г/л и выше) является одной из наиболее тяжелых, трудно ликвидируемых и во времени наиболее поздних форм вторичного засоления. Оно наступает на наименее дренированных частях орошаемых оазисов, в глубоких впадинах, служащих приемниками сбросных вод, как, например, Сары-суйская впадина в Фергане, Сардобинская впадина в Голодной Степи или Каралангская впадина в долине р. Вахш. Оно развивается на крайних периферических частях древ-



Рис. 50. Вторичные солончаки Голодной Степи на стадии сплошного засоления (на снимке видны остатки изреженного хлопчатника).

них орошенных оазисов, расположенных на дельтах различного типа, как, например, в низовьях Зеравшана.

Внешне вторичное засоление сплошного типа при высокоминерализованных грунтовых водах проявляется в развитии тянущихся на большие расстояния сплошных солончаковых полей, имеющих редкую специфическую галофитную растительность (рис. 48—50).

Чаще всего при этом образуются так называемые пухлые солончаки, имеющие мощный — до 10—20 см — солевой рыхлый поверхностный слой, лежащий на соленосных подпочвенных горизонтах, пропитанных легкорастворимыми солями и содержащих гипс (табл. 52).

Сплошное засоление почв при высокоминерализованных грунтовых водах исключает практическое использование почв в сельском хозяйстве

без коренных тяжелых предварительных мелиораций, направленных не только на рассоление почв, но и на рассоление грунтовых вод.

Таблица 51

Типичный солончак перелогов Бухары на слабоминерализованных грунтовых водах (разрез № 61) (водная вытяжка в %)

Глубина в см	Сухой остаток	Щелочн. общ. HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разности	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
0—0,2	4,786	0,034	0,041	3,345	0,220	0,047	0,018	1,290	22,5
0,2—5	14,416	0,030	0,258	9,343	0,241	0,569	0,088	3,258	20,5
5—12	6,498	0,019	0,425	3,888	0,263	0,579	0,112	0,686	23,7
15—25	2,870	0,015	0,193	1,796	0,251	0,214	0,061	0,265	28,2
33—43	2,084	0,015	0,151	1,277	0,270	0,114	0,042	0,169	19,9
55—65	1,468	0,022	0,284	0,670	0,042	0,111	0,038	0,233	1,0
82—92	0,284	0,030	0,033	0,142	0,011	0,018	0,016	0,047	0,1
100—110	0,376	0,027	0,041	0,190	0,014	0,026	0,014	0,056	0,5
145—155	0,248	0,033	0,038	0,124	0,013	0,016	0,011	0,049	0,7
175—185	0,528	0,030	0,228	0,075	0,020	0,024	0,014	0,122	0,7
205—215	1,078	0,030	0,551	0,090	0,030	0,040	0,013	0,296	1,7
255—265	0,108	0,043	0,018	0,029	0,007	0,007	0,007	0,017	0,9
Грунт. вода в г/л	5,01	0,50	0,15	2,73	0,55	0,33	0,03	0,32	—

Таблица 52

Типичный солончак неорошаемых районов Бухары на высокоминерализованных грунтовых водах (разрез № 21, в %)

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3 общая	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разности	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$
0—0,5	13,740	0,061	2,064	7,040	0,263	0,190	0,015	4,062	4,6
0,5—3,5	20,636	0,061	2,850	10,860	0,269	0,415	0,036	6,005	5,7
3,5—5	52,768	0,040	14,253	19,418	0,503	2,532	0,179	13,084	5,9
5—15	5,320	0,028	1,509	1,818	0,299	0,266	0,029	0,955	6,0
15—25	3,416	0,023	0,857	1,312	0,261	0,147	0,015	0,605	4,0
35—50	3,008	0,023	0,688	1,197	0,184	0,101	0,014	0,617	3,0
50—70	2,600	0,018	0,574	1,106	0,144	0,095	0,013	0,555	4,1
70—92	1,912	0,023	0,428	0,839	0,088	0,069	0,009	0,451	1,7
92—105	1,664	0,025	0,424	0,633	0,038	0,056	0,010	0,432	1,3
110—130	1,284	0,025	0,334	0,501	0,038	0,051	0,008	0,320	1,9
150—160	0,496	0,038	0,117	0,201	0,015	0,017	0,007	0,132	0,8
170—190	1,504	0,036	0,381	0,551	0,053	0,030	0,007	0,402	1,0
220—230	2,536	0,023	0,448	1,213	0,230	0,085	0,009	0,449	6,2
240—250	2,668	0,020	0,481	1,230	0,233	0,098	0,009	0,450	8,4
280—300	1,976	0,030	0,489	0,732	0,085	0,084	0,009	0,417	1,7
Грунт. вода в г/л	72,6	0,59	20,45	24,77	0,61	3,96	0,09	17,10	—

Для ликвидации сплошного засоления при высокоминерализованных грунтовых водах необходимы, помимо капитальных планировок, сплошные, многократные, растягивающиеся на несколько лет, промывки большими нормами воды на фоне идеально работающей сети глубоких коллекторов и дрен.

Эффект промывок должен закрепляться вегетационными и осенне-зимними поливами на фоне переходных культур (один-два года зерновые, бобовые), а затем хлопково-люцернового севооборота.

Для полного и устойчивого освоения территории сплошного засоления при высокоминерализованных грунтовых водах нужно добиться обязательного опреснения грунтовых вод, с тем чтобы капиллярная кайма, восходящая от зеркала грунтовых вод, не несла к корнеобитаемым горизонтам почвы растворенные соли.

в) Стадия частичного рассоления староорошаемых территорий при одновременном засолении пустырей и периферии оазисов

В древних орошаемых оазисах со временем устанавливается известное равновесие между питанием грунтовых вод фильтрационными, поливными водами и расходом грунтовых вод на их сток и испарение. Пережив с той или иной интенсивностью период частного и общего подъема, грунтовые воды со временем во всем оазисе устанавливаются на определенном уровне, соответствующем сложившимся хозяйственным условиям в ирригационной системе и физико-географической обстановке местности (климат, гидрогеология, рельеф). С этого момента грунтовые воды ирригационной системы живут установившимся режимом. Ежегодно воспроизводится кривая сезонного колебания уровня грунтовых вод, устанавливается общий для всего ирригационного оазиса грунтовый поток к периферии оазиса. На фоне этих общих движений вновь образовавшихся грунтовых вод возникают частные, местные перемещения и движения грунтового потока в стороны от питающих артерий: распределительных каналов, отводных каналов и картовых оросителей к их концевой части, к внутренним частям охваченной ими подкомандной территории.

Расход грунтовых вод при этом может слагаться различно. Установившиеся в старых ирригационных системах общий и частные грунтовые потоки могут регулироваться либо факторами стока, либо факторами испарения. Широко представлены случаи сочетания совокупного действия обоих факторов. В случаях регулирования грунтового потока в ирригационной системе в основном факторами стока, естественно, будут создаваться предпосылки для постепенного рассоления орошаемой территории, либо даже для полной невозможности развития вторичного засоления. В случаях же большого влияния или исключительного преобладания в регулировании режима грунтового потока ирригационной системы факторов испарения создаются предпосылки для возникновения, развития и длительного существования вторичного засоления.

Длительное существование сложившегося типа гидрологического режима в старых ирригационных системах со временем начинает приводить

к постепенному замещению естественно- и вторично-минерализованных грунтовых вод более или менее пресными фильтрационными водами ирригационной сети.

Процесс постепенного замещения фильтрационными и избыточно-поливными пресными водами исконных и вторично-минерализованных грунтовых вод будет в наиболее интенсивной степени проходить в зонах, прилегающих непосредственно к наиболее крупным магистральным каналам ирригационной системы.

Пресные фильтрационные воды, поступая в грунт и замещая постепенно естественные грунтовые воды, способствуют выщелачиванию солей, находящихся в почве и грунте, унося их в направлении своего движения. Устанавливается систематическое перемещение всех легкорастворимых солей с водами грунтового потока от магистральных и второстепенных ирригационных каналов к их периферии и к периферии ирригационных оазисов. Соответственно этому минерализация вод грунтового потока в районах, примыкающих к зонам питания его фильтрационными водами, обнаруживает тенденцию приближения и, наконец, совпадения с минерализацией поливных вод. Одновременно с этим и минерализация почвенных растворов начинает в этих же районах также подвергаться систематическому уменьшению и сближению с минерализацией поливных вод.

В итоге, именно на тех прилегающих к каналам территориях, которые после начала орошения подвергались наиболее быстрому вторичному засолению, происходит смена вторичного засоления процессами рассоления грунтовых вод, грунтов и почв. Ширина зоны рассоления зависит от величины расхода воды в данном канале и размеров фильтрации проходящей по нему воды. Во времени ширина зоны опресняющего влияния ирригационного канала имеет тенденцию постепенного увеличения. Скорость роста зоны опреснения вдоль ирригационных каналов, естественно, будет не очень большой, но вместе с тем достаточно высокой, чтобы быть отмеченной наблюдениями одного поколения.

Вдоль крупных ирригационных каналов развиваются после этого рассоленные, высокоплодородные почвы, дающие устойчивые высокие урожаи и относящиеся к луговому либо лугово-сероземному типу.

Наиболее ранние признаки проявления этой третьей стадии общего солевого режима ирригационных систем можно наблюдать в Голодной Степи.

Так, уже на примере совхоза Пахта-Арал, орошенного с середины 20-х годов, можно видеть, что вдоль распределителя К-20, обслуживающего совхоз, сформировался гребень близко залегающих к поверхности грунтовых вод, поток которых направлен в стороны от К-20 и вместе с тем к руслу р. Сыр-Дарьи, являющемуся естественной дреной всей Голодной Степи.

Изменение химического состава грунтовых вод под опресняющим влиянием канала К-20 хорошо показано материалами экспедиции Почвенного института Академии Наук СССР, собранными А. Н. Розановым и Ю. П. Лебедевым. Здесь на расстоянии 40—50 м от К-20 минерализация грунтовых

вод за 15 лет существования магистрального канала снизилась с величины 5—10 г/л до величин порядка 0,8—1,0 г/л, с резко выраженным относительным увеличением доли участия в составе солей бикарбонатов и сульфатов Са.

Но влияние канала К-20 отчетливо проявляется и дальше, на расстояние до 250—300 м в каждую сторону. И здесь, по данным А. Н. Розанова и Ю. П. Лебедева, отмечаются тенденции понижения минерализации грунтовых вод с одновременным увеличением доли сульфатов.

Минерализация грунтовых вод в пределах этой зоны ослабленного опресняющего влияния канала К-20 выражается обычно величиной около 4—6 г/л, в то время как для пространств, не находящихся в зоне непосредственного влияния канала К-20, характерна минерализация грунтовых вод 6—10 и даже 20—25 г/л (под солончаками).

Изучение почвенной карты совхоза Пахта-Арал, составленной А. Н. Розановым и Ю. П. Лебедевым, обнаруживает, что соответственно уменьшению минерализации грунтовых вод вдоль канала К-20 отчетливо выделяются, хотя и с неправильными контурами (влияние мезорельефа), зоны образования опресненных и незасоленных почв.

Таблица 53

Влияние отводной оросительной сети и орошения на глубину и химический состав грунтовых вод

№ скважины	Расстояние от отводного оросителя в м	Почвы	Глубина воды в см	Содержится в г/л							Примечание
				сухой остаток	HCO_3' общ.	Cl'	SO_4''	Ca''	Mg''	$Na'+K'$	
Отвод 50											
3	10	Солончаковатые	346	0,800	0,229	0,132	0,303	0,057	0,099	—	Замеры глубин и взятие образцов воды для анализов производились через 10 дней после полива 15 VIII
4	25		352	4,544	0,400	0,097	2,581	0,474	0,397	—	
5	50	Сильносолончаковатые	354	16,424	0,424	2,242	7,331	0,476	1,538	1,789	
22	5	Незасоленные	154	1,024	0,246	0,063	0,338	0,097	0,079	—	
23	15	То же	246	1,216	0,208	0,090	0,537	0,089	0,113	—	
Отвод 52											
26	2	Незасоленные	154	0,336	0,216	0,014	0,059	0,040	0,022	—	Замеры глубин и взятие образцов воды для анализов производилось через 5 дней после полива 15 VIII
28	10	То же	246	0,320	0,254	0,014	0,049	0,040	0,028	—	
34	185		308	0,936	0,237	0,063	0,321	0,073	0,095	0,058	

Ирригационные каналы меньших размеров и эпизодического действия (так называемые отводные и картовые оросители) также оказывают резко выраженное влияние на грунтовые воды, вызывая их подъем, питание и опреснение, с перемещением содержащихся в грунтах и грунтовых водах солей к центральным и периферическим частям подкомандной территории.

Данные табл. 53 (материалы А. Н. Розанова и Ю. П. Лебедева) показывают, например, что в сторону отвода № 50 на расстоянии 10, 25, 50 м от него содержание солей в грунтовых водах выражается соответственными величинами 0,8—4,5—16,4 г/л с одновременным увеличением количеств Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$ параллельно увеличению минерализации.

В районе незасоленных почв, обслуживаемых отводом № 52, на расстоянии от последнего 2, 10 и 185 м установлены соответствующие глубины грунтовых вод 154 см и минерализация их 0,3 г/л, 246 см и минерализация 0,3 г/л и 308 см и минерализация 0,9 г/л.

Даже картовые оросители в момент своего действия, как мы показали выше, вызывая резкий подъем грунтовых вод, опресняют их в прилегающей зоне, оттесняя легкорастворимые соли к центральным периферическим частям поливной карты.

Соответственно складывающемуся водному режиму в районе действия отводных и картовых оросителей происходит перераспределение легкорастворимых солей, выражающееся в рассолении почв и грунтовых вод территорий, находящихся под влиянием каналов, и засолении центральных и периферических частей поливных карт. Это отчетливо можно видеть на выкопировках из почвенных карт А. Н. Розанова и Ю. П. Лебедева, составленных для совхоза Пахта-Арал (рис. 51, 52).

Наиболее давно орошенные районы Голодной Степи, находящиеся под влиянием главного Голодностепского канала (канала им. Кирова), его правой и левой веток, обнаруживают также отчетливо выраженное опреснение грунтовых вод в зоне шириной до 800—1000 м в обе стороны от них.

Сопоставляя карты минерализации грунтовых вод Голодной Степи за годы 1908—1910 (до орошения — Н. А. Димо) с минерализацией грунтовых вод на 1941 г., можно видеть, что почти всюду вдоль КМК, правой и левой ветвей произошло уменьшение минерализации грунтовых вод с величин порядка 7—10 г/л до 5—2,5 и даже 1 г/л.

Материалы Н. А. Димо, Ю. А. Скворцова показывают, что к 1923—1925 гг. произошло почти повсеместное, хотя и различно выраженное, увеличение минерализации грунтовых вод и развитие вторичного засоления почв всей орошенной части Голодной Степи. Но уже к 1939 г., как видно из данных гидрогеолога П. И. Иванова, вдоль магистральных каналов Голодной Степи произошло значительное опреснение грунтовых вод и рассоление почв при одновременно продолжающемся росте минерализации грунтовых вод и накоплении хлоридов в пределах Сардобинской, Шурузякской, Каройской и Джетысайской депрессий Голодной Степи.

М. А. Панковым было произведено массовое исследование минерализации грунтовых вод Голодной Степи на период апреля и ноября 1941 г. Эти чрезвычайно интересные материалы обнаружили, что процесс опреснения грунтовых вод и почв вдоль крупных ирригационных каналов и на староорошаемых приподнятых и естественно дренированных руслом Сыр-Дарьи массивах (совхоз Баяут, район правой ветки, массив «Земля и Труд», колхоз «Октябрь», земли вдоль КМК и др.) продолжает поступательно развиваться дальше, охватывая все более и более широкие пространства.



Рис. 51. Засоление почв вдоль ирригационных каналов в первые годы после начала орошения и рассоление их в последующем. (Данные Лебедева; Голодная Степь):

А — рассоление вдоль каналов и засоление в концах карт на землях старого орошения. *Б* — засоление вдоль каналов на землях нового орошения: *1* — незасоленные и слабозасоленные почвы; *2* — среднезасоленные почвы и *3* — сильнозасоленные почвы.

Одновременно, однако, бессточные и пустующие территории Голодной Степи в пределах отмеченных выше древнерусловых впадин (Сардоба, Джеты-Сай, Шурузяк) не только сохранили высокую минерализацию грунтовых вод, но продолжали ее увеличивать до 25—35 г/л.

Аналогичные явления установлены исследованиями Вахшской почвенно-мелиоративной станции (П. А. Керзумом и О. А. Грабовской) вдоль основных магистральных каналов Вахшской ирригационной системы. Здесь также вдоль старинных каналов Джойбор, Мардат, Джиликуль образовались зоны опресненных грунтовых вод и луговых гумусированных, отчасти заболоченных, незасоленных почв шириной до 300—500 м в обе стороны.

Разница в минерализации грунтовых вод и степени засоленности почв в зоне опреснения, в концевых и периферических частях подкомандной этим каналам площади достигает больших размеров.

Вблизи каналов содержание легкорастворимых солей в грунтовых водах колеблется в пределах 1—3—5 г/л, и почвы редко содержат легко-

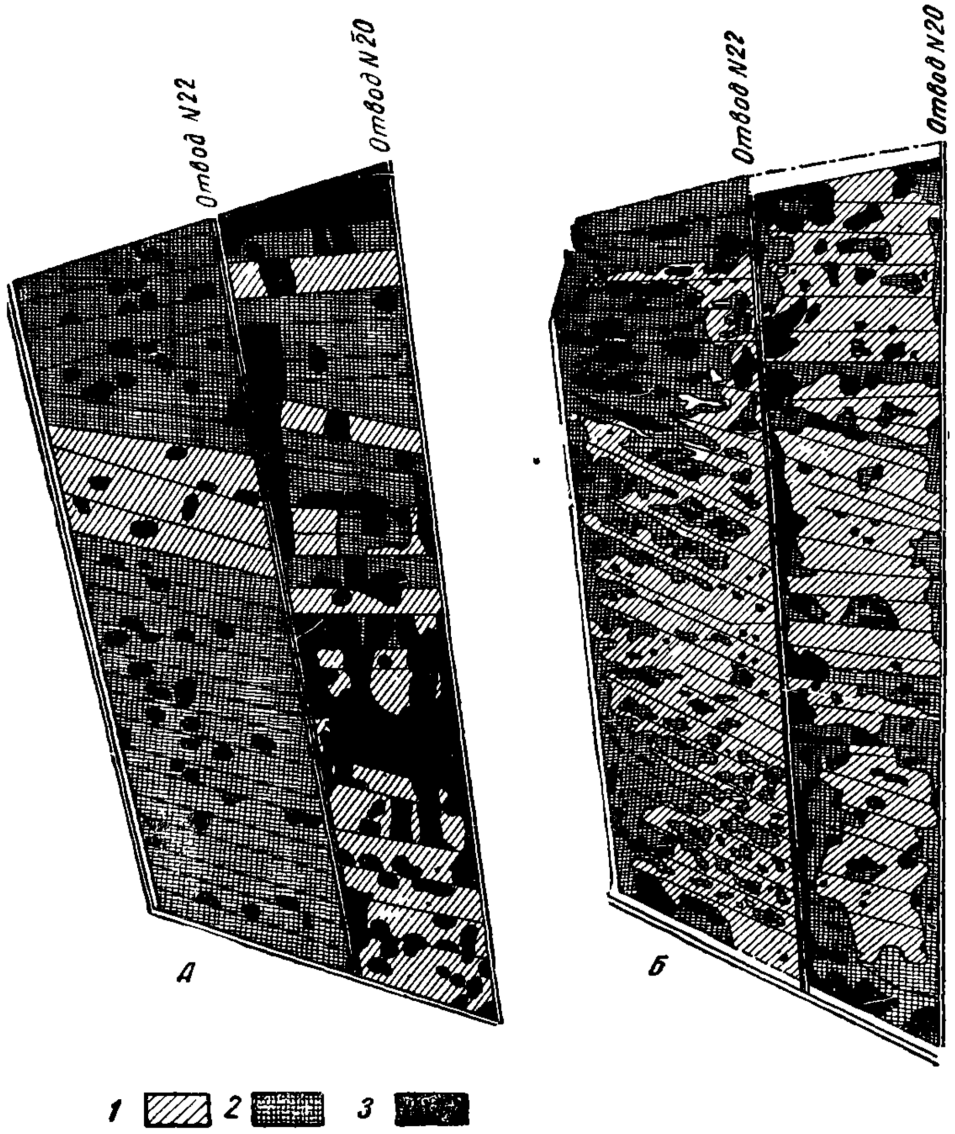


Рис. 52. Засоление почв вдоль ирригационных каналов в первые годы после начала орошения и рассоление их в последующем (Голодная Степь):

А — данные Петрова, 1932 г. *Б* — данные Лебедева, 1938 г.: *1* — незасоленные и слабозасоленные почвы, *2*—среднезасоленные почвы; *3* — сильнозасоленные почвы

растворимые соли в верхних горизонтах больше 0,5—1%. С удалением же от этих каналов на расстояние 200—300 м и особенно на неорошаемых массивах минерализация грунтовых вод под засоленными почвами достигает величин 25—50 г/л, а почвы содержат до 10—20% легкорастворимых солей в верхних 0—5 см.

Более мелкая ирригационная сеть в долине р. Вахш расположена на приподнятых продольных и поперечных грядообразных повышениях, сложенных ирригационными наносами из этих каналов.

Поливные карты, занимая склоны подобных повышений, уходят обычно своими периферическими частями к центрам чашевидных понижений, окаймленных грядами. Из оросительных каналов этого типа, проходящих в толщах ирригационных наносов сравнительно легкого механического состава, фильтруется значительное количество воды. Соответственно здесь образуются пресные (1—3 г/л) грунтовые воды и незасоленные почвы.

Переходя в нижние части склонов чашевидных понижений, грунтовый поток, питаемый водой ирригационных каналов, поступает в пределы пород тяжелого механического состава и приближается к дневной поверхности, не имея оттока вследствие замкнутости впадины. Здесь в центральной части чаши грунтовые воды испаряются.

Вековое существование подобного режима грунтовых вод приводит к коренному перераспределению и дифференциации легкорастворимых солей с резко выраженным накоплением последних в грунтовых водах и почвах центральных частей чашевидной депрессии. Здесь обычно развиты высокоминерализованные грунтовые воды с содержанием солей до 20—30 г/л и солончаковые почвы, содержащие 10—15% солей в верхних слоях.

Процесс выноса легкорастворимых солей из орошаемой территории, находящейся под длительным влиянием фильтрационных и поливных вод, вызывает, таким образом, резкую дифференциацию почвенного покрова и грунтовых вод в пределах оазиса по степени их засоленности. Чем более древним является тот или иной склонный к засолению ирригационный оазис, тем в большей степени в географии его почвенного покрова и грунтовых вод выражены процессы опреснения одних территорий и засоления за их счет концевых частей каналов и периферии оазисов, граничащей с неорошаемыми территориями.

Наибольшего выражения дифференциация территории по степени засоленности и рассоление одних массивов орошаемой территории при одновременном засолении других достигают, повидимому, в оазисах, располагающихся на сухих дельтах, конусах выноса и предгорных равнинах.

В ландшафтах этого типа, независимо от влияния орошаемого земледелия, существует естественная дифференциация процессов засоления — рассоления с образованием в верхних частях сухих дельт и конусов выноса опресненных зон и постепенным естественным образованием на периферических частях их резко выраженных зон засоления.

Орошение в еще большей степени усиливает и скорость и проявление этого процесса. Наиболее яркие примеры резко выраженного рассоления староорошаемых территорий при одновременном засолении периферии оазисов и прилегающих неорошенных, нижележащих массивов мы находим в Ферганской долине (Сохский и Исфаринский конусы).

Вся левобережная часть Ферганской долины построена сочетанием пояса сухих дельт рр. Исфары, Соха, Шахимардана, Исфайрама и др., наложенных на древнеаллювиальные террасы р. Сыр-Дарьи. В верхней части зоны сросшихся сухих дельт и конусов выноса развивается общее рассоление всей орошенной территории. Легкорастворимые соли, выне-

сенные за длительную историю орошения этих массивов, оттеснены пресными фильтрационными и грунтовыми водами к периферии зоны сросшихся субаэральных дельт и конусов выноса. Поэтому именно в этих частях Центральной Ферганы, опоясывающих неправильной каймой дельтовые оазисы и питающихся растворами солей последних, развиваются исключительные по степени выраженности засоленные почвы и высокоминерализованные грунтовые воды. Солончаковые равнины Центральной Ферганы, таким образом, мы должны рассматривать как явление вторичное, образование которого вызвано сочетанием процессов естественного соленакопления и процессов вторичного засоления, обязанных оттеснению легкорастворимых солей из староорошенных, вышележащих территорий вниз.

Влияние этого общего процесса миграции, дифференциации и аккумуляции легкорастворимых солей в левобережной Фергане налагает отпечаток и на частные проявления солевой динамики на орошенных полях.

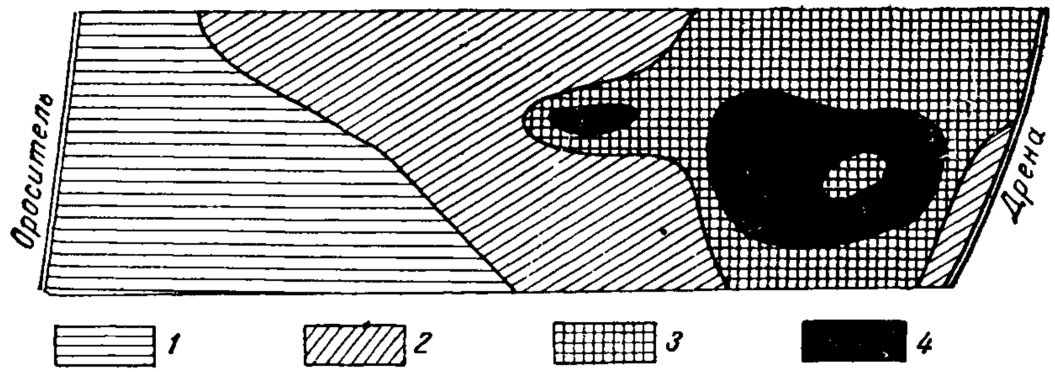


Рис. 53. Горизонтальное перемещение солей на поливных картах (Шавргин, оп. поле Федченко, Фергана):

1 — слабозасоленные почвы, *2* — среднезасоленные почвы, *3* — сильнозасоленные почвы, *4* — солончак.

Яркие примеры этого мы находим и на территории опытно-мелиоративной станции в Федченко (рис. 53). Заложенные здесь в мае 1939 г. почвенные разрезы № 9, 7, 3 от оросителя вниз по уклону карты установили, что разрез № 9, заложенный в верхней части карты недалеко от оросителя, представлен незасоленной, луговой, староорошаемой почвой, имеющей пресные грунтовые воды, лежащие на глубине 90 см.

Разрез № 7, заложенный в нижней части карты, характеризует уже кайму пухлых солончаков, опоясывающих нижнюю часть поливной карты и имеющих сильноминерализованные горькосоленые воды на глубине 134 см (табл. 54).

Разрез № 3 заложен уже на пухлых солончаках неорошаемой территории в периферической части оазиса; здесь грунтовые воды находятся на глубине 200 см и имеют минерализацию около 70 г/л.

Подобная резкая дифференциация почвенного покрова и грунтовых вод по степени их засоленности широко представлена на орошаемых полях Ферганской долины. Еще более убедительный пример опресняющей роли крупных каналов и орошения можно найти в Муганской степи (рис. 54). Здесь каждому крупному каналу соответствует обширная зона рассоле-

Таблица 54

Дифференциация солей под влиянием каналов и орошения в Центральной Фергане

Местоположение почвы	Глубина в см	Водная вытяжка в %					
		Плотный остаток	Cl'	SO_4''	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}+K^{\cdot}$
№ 9. Староорошаемая почва. Недалеко от оросителя	0—12	0,4—0,7	0,005—0,01	0,2—0,4	0,05—0,01	0,02—0,04	0,02
	25—35	1,2	0,006	0,8	0,2	0,07	0,01
	Грунт. вода 90 см						
	г/л	4,4	0,1	2,8	0,5	0,3	0,2
№ 7. Нижняя часть карты в концах склона	0—12	2,5—5,6	0,07—0,3	1,6—3,0	0,02—0,04	0,2—0,5	0,2—0,4
	25—35	2,3	0,05	1,4	0,2	0,2	0,2
	Грунт. вода 134 см						
	г/л	5,3	0,1	3,4	0,5	0,5	0,3
№ 3. Перелог, расположенный ниже орошаемой территории в концевой части оазиса	0—6	15,9	0,6	9,4	0,3	1,2	2,2
	50—90	2,5	0,2	1,5	0,1	0,2	0,3
	Грунт. вода 200 см						
	г/л	71,6	5,7	40,2	0,5	7,8	7,7

ния грунтовых вод. Вдоль русел рр. Аракс, Старый Аракс, Кура также образованы обширные зоны опреснения грунтовых вод за счет фильтрации из рек.

В одном из древнейших оазисов Средней Азии — Бухарском — мы находим дальнейшие фазы опреснения староорошенных территорий, находящихся под влиянием фильтрационных и поливных вод при одновременном нарастании засоления неорошаемых периферических частей оазиса.

Не приводя подробной характеристики Бухарского оазиса, описанного нами в IV части «Типы орошаемых оазисов», мы отметим здесь лишь, что крупнейшие древние каналы Бухарского оазиса — Шахруд на левобережной части с сетью его каналов и канал Вабкент на правобережной части оазиса с системой питаемых ими каналов второго порядка за многие сотни лет орошения и питания ими грунтовых вод оазиса создали обширную зону пресных грунтовых вод и незасоленных почв в пределах значительной части подкомандной территории, обслуживаемой этими каналами. Содержание солей в грунтовых водах этих центральных староорошаемых частей Бухарского оазиса равно 1—3 г/л. И лишь на большом удалении от этих центральных массивов и по мере перехода к периферическим неорошаемым частям обнаруживается постепенное появление засоленных почв, минерализованных грунтовых вод (5—10—15 г/л), переходящих в даль-

нейшем на периферии оазиса и на неорошаемых равнинах, окружающих его, в сплошные солончаковые пространства с высокоминерализованными (50—75 г/л) грунтовыми водами.

Рассмотренные примеры свидетельствуют о том, что по мере увеличения возраста и длительности существования ирригационной системы начавшееся вдоль крупнейших ирригационных каналов рассоление почв

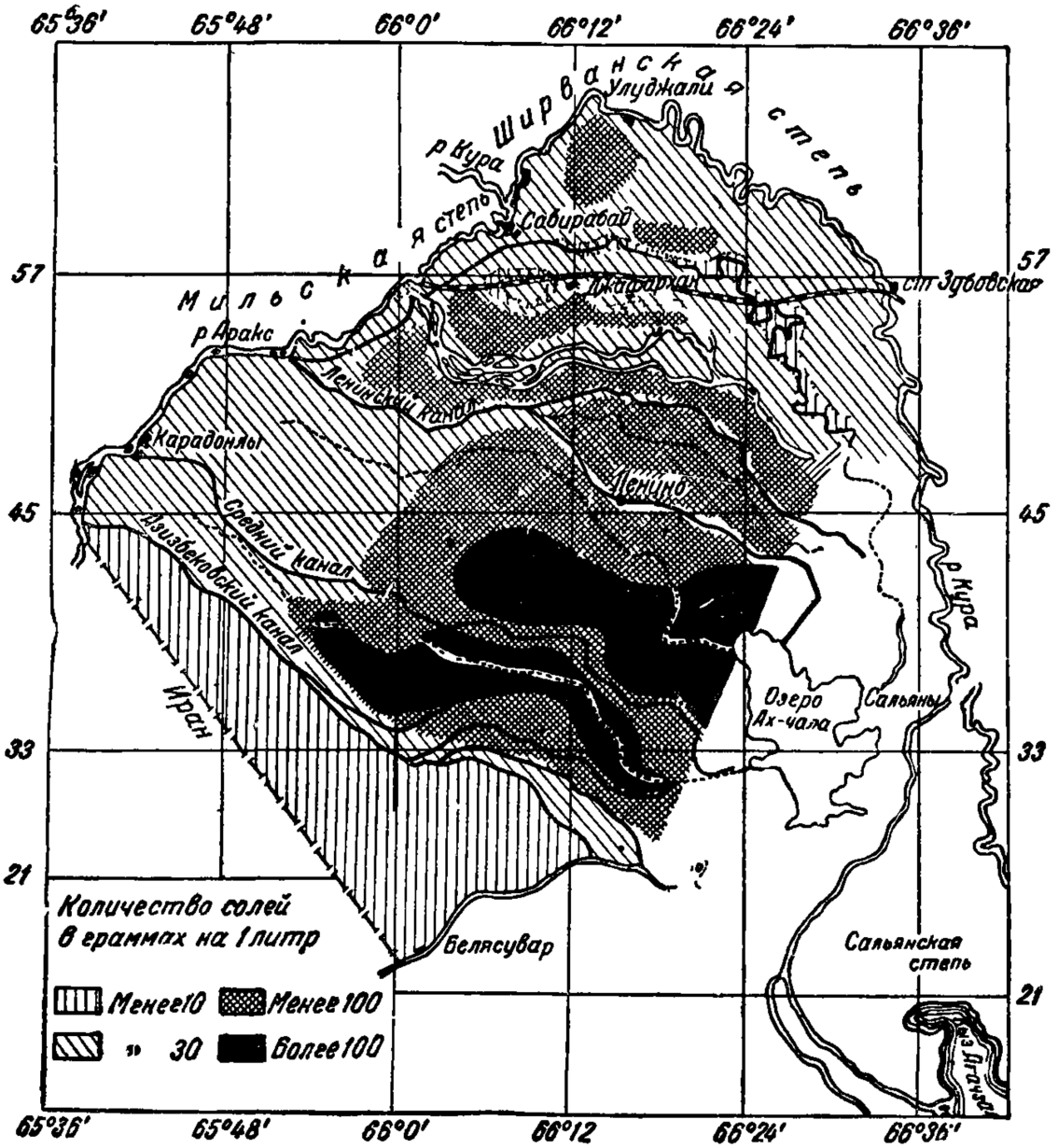


Рис. 54. Влияние крупных ирригационных каналов на опреснение грунтовых вод (Саваренский).

имеет тенденцию охвата все больших территорий с постепенным опреснением почв и грунтовых вод всей орошенной территории, при одновременном оттеснении легкорастворимых солей, находившихся ранее в ирригационной системе, на ее периферию и на неорошаемые массивы, ограничивающие ее.

Если условия естественной дренированности территории, хотя бы в небольшой степени способствуют медленному оттоку грунтовых вод из пределов ирригационной системы, то при рациональном водопользовании

подобная ирригационная система даже после возможных проявлений вторичного засоления со временем должна развиваться в сторону постепенного общего ее рассоления.

В случаях полностью недренированных по условиям рельефа и гидрогеологии оазисов (дельты) будет иметь место лишь частичная дифференциация солей с уходом их из районов интенсивного орошения и фильтрации и общим накоплением в понижениях рельефа, на пустующих, периферических и концевых массивах оазиса.

Организуя правильную эксплоатацию ирригационной системы и экономное водопользование, строя дренажно-коллекторные сооружения в бессточных недренированных районах и частях систем, располагающихся обычно в различного рода впадинах рельефа и на периферии оазисов, рационально осваивая засоленные почвы и вводя правильные севообороты, мы можем, однако, активно воздействовать и на эти тенденции водно-солевого режима староорошаемых территорий, ликвидируя причины, вызывающие засоление, и способствуя рассолению почв всей территории оазиса.

Социалистическое земледелие в СССР, благодаря отсутствию частной собственности на гидротехнические сооружения, землю и воду, а также благодаря плановому развитию и высокой технической вооруженности, имеет все возможности к полной ликвидации как причин, так и последствий засоления орошаемых почв.

5. Химизм вторичного засоления

Химические реакции, протекающие в почвах при вторичном засолении, весьма сходны с реакциями, имеющими место при естественном засолении почв. Поэтому мы рассмотрим их лишь в краткой форме.

а) Накопление углекислого кальция и гипса

Процесс накопления карбонатов Са, свойственный естественно засоленным почвам, имеет место и при вторичном засолении. Механизм этого процесса обязан тем же факторам: подъем капиллярных растворов, содержащих бикарбонаты Са, и выпадение последних в осадок $CaCO_3$ вследствие нагревания, испарения и транспирации растворов. К этому добавляется еще и выпадение $CaCO_3$ из поливных вод.

Содержание карбонатов Са в орошаемых вторично-засоленных сероземных почвах Голодной Степи на 0,5—1,0—1,5% превышает их содержание в неорошаемых сероземах.

То же имеет место и в отношении гипса. Процесс гипсонакопления, характерный для естественно засоленных почв, характерен и для процессов вторичного засоления.

Мы отмечали выше, что вследствие близости грунтовых вод к поверхности при вторичном засолении и большей продолжительности стояния максимума уровня грунтовых вод летом, динамика соленакопления во вторично-засоляющихся почвах протекает вообще значительно интенсивнее.

Соответственно протекает интенсивно и процесс накопления гипса. Чем древнее вторичное засоление почв, тем степень накопления в них гипса будет больше, тем в большем размере гипсовые горизонты охватят толщу почвы.

Ниже, в табл. 57 приведены данные А. Н. Розанова по Голодной Степи, показывающие, что если для незасоленных и слабозасоленных целинных сероземов содержание $CaSO_4$ не превышает 0,03—0,1%, то уже в слабо-вторично-засоленных сероземах количество гипса вырастает до 0,20—0,25%, а в сильнозасоленных сероземах и вторичных солончаках достигает 0,30—0,50% $CaSO_4$.

Аналогичное явление подмечено А. П. Бирюковой в Саратовском Заволжье при исследовании вторично-засоленных почв Камышлакского орошенного участка. Здесь так же, как показывают данные табл. 55, почвы, не содержащие гипса в верхних горизонтах до орошения, после орошения и вторичного засоления обнаруживают резко выраженное накопление гипса в поверхностных горизонтах в количествах до 0,1—2,5%.

Процесс накопления гипса в почве при вторичном и естественном засолении имеет чрезвычайно большое принципиальное значение, ограничивая или даже исключая возможность развития солонцеватости при промывках.

Исследованиями акад. К. К. Гедройца было установлено, что солонцовые почвы образуются вследствие поступления в поглощающий комплекс почв обменного $Na^{\cdot}$. Предполагается при этом, что $Na^{\cdot}$ поступает в поглощающий комплекс почвы в период существования солончака, когда в нем накапливаются значительные количества сернокислого и хлористого Na.

Таблица 55

Накопление гипса во вторично засоленных почвах Заволжья (Камышлакский участок), в %

Солонцы				Каштановые почвы западин			
Неорошаемые № 14		Орошаемые № 4		Неорошаемые № 15		Орошаемые № 3	
Глубина в см	SO_4 гипса	Глубина в см	SO_4 гипса	Глубина в см	SO_4 гипса	Глубина в см	SO_4 гипса
1—8	не обн.	1—8	не обн.	1—8	не обн.	1—8	не обн.
9—12	»	18—24	»	18—23	»	38—46	»
12—19	»	32—40	0,07	34—41	»	49—56	0,02
24—31	»	50—57	2,45	63—70	»	72—78	0,35
38—45	»	70—71	1,27	90—93	»	105—112	0,05
56—63	0,9	87—97	9,63	112—119	»	147—150	0,21
71—78	0,8	112—119	0,48	200—205	»	151—158	2,05
90—97	6,9	200—205	0,08	240—290	»	200—205	0,05
112—119	не обн.	325—340	0,03				
158—165	»	470—480	0,30				
200—205	»						
270—280	»						
290—300	»						

Таблица 56

Анализ щелочности последовательных фильтратов из солончаков различного типа
(в %)

Глуб. в см	Анализ 1-го фильтрата				Анализ 2-го фильтрата		Анализ 3-го фильтрата		Анализ 4-го фильтрата		Анализ 5-го фильтрата	
	Плот. остат.	HCO_3 общая	Cl	SO_4	HCO_3 общая	Cl	HCO_3 общая	Cl	HCO_3 общая	Cl	HCO_3	SO_4
Бухарская область												
0—23	0,275	0,046	0,004	0,155	0,043	0,003	0,022	0,001	0,014	Следы	0,012	0,009
0—25	8,930	0,023	2,638	3,094	0,019	0,755	0,003	0,001	0,003	»	0,005	0,067
0—30	11,909	0,030	1,870	5,567	0,026	0,474	0,012	0,003	0,006	»	0,006	0,106
Вахшская долина												
0—27	9,4 0	0,008	4,456	0,611	0,009	2,695	0,003	0,011	0,003	0,001	0,003	0,170
Южная Мугань												
10—20	9,433	0,046	—	5,741	0,011	0,003	0,011	Следы	0,008	Следы	0,008	0,020
Голодная Степь												
0—21	19,445	0,023	7,021	1,772	0,009	0,432	0,003	0,001	0,003	0,001	0,002	0,170
0—17	7,295	0,030	1,399	3,154	0,017	0,029	0,003	0,001	0,003	Следы	0,003	0,077
0—29	4,995	0,011	2,172	0,727	0,009	0,187	0,005	0,003	0,005	»	0,005	0,079
Фергана												
0—25	1,771	0,020	0,354	0,707	0,026	0,043	0,009	0,001	0,006	»	0,003	0,012
0—25	0,902	0,019	0,046	0,455	0,023	0,053	0,012	0,011	0,011	»	0,011	0,007
0—25	7,266	0,065	0,239	4,502	0,036	0,043	0,025	0,026	0,012	0,011	0,006	0,091
0—30	1,012	0,033	0,027	0,605	0,026	0,007	0,006	0,011	0,006	0,001	0,008	0,158

При этом, однако, не учитывалось, что для нормального солончакового процесса при хлоридно-сульфатном засолении характерно, как неизбежный спутник засоления, накопление гипса.

Нами показано, что и относительно и абсолютно в солончаковых горизонтах как при вторичном, так и при естественном засолении накопление гипса во много раз превышает накопление легкорастворимых солей натрия. Поэтому прямое образование солонцов из типичных природных солончаков хлоридно-сульфатного засоления, повидимому, не происходит.

Желая разобраться в этом вопросе, мы подобрали образцы естественных и вторично-засоленных солончаков Голодной Степи, Ферганы, Вахша, Кура-Араксинской и Каспийской низменностей как хлоридно-сульфатного, так и сульфатно-хлоридного засоления. Образцы этих солончаковых горизонтов были подвергнуты промывкам на воронках Бюхнера дестиллированной водой (работа проводилась Г. М. Кадер). Для опытов бралась навеска из пахотного слоя солончака размером 100—175 г, которая промывалась порциями воды по 100—200 см³.

Как показывает табл. 56, в получаемых последовательных фильтратах при промывании этих солончаков ни в одном случае не были обнару-

жены какие-либо признаки увеличения щелочности и развития солонцеватости. Во всех типах взятых нами солончаков уже первые порции фильтрата при промывках выносили большую часть содержащихся в солончаках сернокислых и хлористых солей натрия.

Дальнейшее промывание солончаковатых образцов приводит к постепенному растворению гипса и преобладающему содержанию в растворе $Ca^{\cdot\cdot}$.

В этой обстановке сколько-нибудь существенное развитие щелочности и поступление $Na^{\cdot}$ в поглощающий комплекс полностью исключается.

При промывке образцов солончаков в лабораторных условиях, таким образом, нами никаких признаков развития солонцеватости не получено.

Как же увязать результаты этих экспериментов с исследованиями акад. Гедройца?

Все исследования акад. Гедройца проводились не на природных естественных и вторичных солончаках, а на солончаках искусственных, полученных путем внесения хлористого Na или сернокислого Na в образцы черноземных или каких-либо незасоленных почв.

В этой искусственной обстановке свойственное природным процессам засоления одновременное накопление гипса, понятно, отсутствовало. Получались образцы искусственно засоленных почв, не имеющие места в природе. Промывание последних пресной водой приводило, конечно, к получению образцов, насыщенных $Na^{\cdot}$.

Напомним, что эксперименты проф Л. П. Розова также установили, что природные солончаки, содержащие большое количество различных сернокислых солей и особенно гипса, при промывании водою не проявляют признаков солонцеватости (1936).

Сходные результаты получены были и А. Н. Розановым (1934) при искусственном промывании им различных солончаков Ферганы.

Промывки солончаков при освоении их в Фергане, Голодной Степи и на Вахше также не давали признаков развития сколько-нибудь резко выраженной солонцеватости. Отмечается лишь явление быстро проходящего увеличения щелочности концентрированных почвенных растворов в первые периоды их разбавления. Этот рост щелочности характерен не столько для солонцеватости, сколько для сдвига реакции соляных растворов вследствие гидролиза ряда солей при их разбавлении (см. об этом подробно в разделе о почвенных растворах). Явления солонцеватости при промывках установлены на Мугани, но только в случае почв, и до того имевших признаки солонцеватости.

Таким образом, процесс накопления гипса в естественных и вторичных солончаках хлоридно-сульфатного засоления предопределяет возможность благоприятного для их освоения прогноза, исключающего в большинстве случаев развитие типичной солонцеватости при их коренной мелиорации и промывках. Явления солонцеватости получают исключительно быстрое и интенсивное развитие вследствие промывок при сульфатно-содовом засолении, когда накопление гипса отсутствует.

б) Увеличение подвижности соединений кремнезема и железа

При вторичном засолении орошаемых почв происходит накопление соединений кремнезема и железа в почвенных растворах и их накопление в поверхностных засоленных горизонтах. Это отчетливо видно по данным, приведенным выше.

Чем больше степень вторичного засоления почв, тем отчетливее и в возрастающих размерах накапливаются в почвах соединения подвижного переходящего в водные вытяжки SiO_2 (табл. 57). Так, содержание водорастворимого SiO_2 в слабозасоленных сероземах составлят 2,0—3,7 мг на 100 г почвы, в сильнозасоленных сероземах оно возрастает до 2,5—6 мг на 100 г, а во вторичных солончаках 4—6 мг на 100 г.

Процесс накопления подвижных соединений кремнезема во вторично-засоленных горизонтах почвы не проходит бесследно для ее физико-агрономических свойств, ухудшая последние.

Вторично-засоленные почвы утрачивают благоприятные физические свойства и, несмотря на ожидаемую коагуляцию коллоидальной фракции под влиянием накопления солей, приобретают склонность к уплотнению поверхностного горизонта и образованию прочной глубокой корки при высыхании.

В известной степени это обязано увеличению количества подвижной кремнекислоты, переходящей в раствор при поливах и вызывающей «схватывание» и цементацию поверхностного горизонта после его увлажнения и высыхания.

Напомним, что процесс накопления подвижного кремнезема характерен также и для солончаков естественного засоления.

в) Процессы связывания Mg и доломитизации

Выше были приведены данные, показывающие, что если в незасоленных почвах валовое содержание K_2O отчетливо преобладает над валовым содержанием MgO по всему профилю, исключая уплотненный горизонт, где количество MgO несколько превышает содержание K_2O ($MgO : K_2O$ около 0,8), то во вторичном солончаке (№ 7) почти во всем профиле и особенно в верхних, наиболее засоленных горизонтах MgO сильно преобладает над K_2O ($MgO : K_2O$ около 1,3)[1].

Подобное различие в валовом составе незасоленной и вторично-засоленной почв необходимо приписать тому, что накопленные в естественных сероземах и лёссах Ca и K в процессе вторичного засоления под влиянием систематической миграции в профиле и особенно в верхних горизонтах почв солей Mg замещаются Mg с переходом его в необменное состояние. Это последнее отмечалось уже А. Н. Розановым раньше.

Исследуя состав обменных оснований незасоленных и различного типа вторично-засоленных сероземов Голодной Степи, А. Н. Розанов установил (табл. 57), что незасоленные почвы в процессе вторичного за-

[1] Легкорастворимые соли были предварительно отмыты.

соления постепенно теряют обменные $Ca^{\cdot\cdot}$ и $K^{\cdot}$ за счет возрастания обменного $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$.

В незасоленных и слабозасоленных сероземах обменный $Na^{\cdot}$ появляется лишь в горизонтах глубже 30 см. Содержание обменного $K^{\cdot}$ выражается по профилю величинами 6—12% от суммы м-экв; $Mg^{\cdot\cdot}$ составляет в верхнем пахотном горизонте не больше 10—21% и лишь глубже достигает 30—34%.

Наибольшую долю в сумме обменных катионов составляет $Ca^{\cdot\cdot}$: в верхних слоях 68—84% и в нижних — 57—68% суммы м-экв.

В слабозасоленных и сильнозасоленных сероземах, по данным Розанова, обнаруживается накопление обменного $Na^{\cdot}$ в количестве до 2—4—6% суммы м-экв в верхних 25 см почвы и до 10% суммы на глубине 30—40 см.

Параллельно с этим обнаруживается снижение доли содержания обменного $K^{\cdot}$ до величины 5—7% и 3—6% суммы м-экв. То же происходит и с другой парой катионов $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$. Содержание $Mg^{\cdot\cdot}$ в составе обменных катионов в слабозасоленных и сильнозасоленных сероземах достигает соответственно 20—33 и 24—52% суммы. Наиболее интенсивное увеличение содержания обменного $Mg^{\cdot\cdot}$ обнаруживается в глубоких подпахотных горизонтах. Содержание же обменного $Ca^{\cdot\cdot}$ заметно падает в слабозасоленных сероземах до 57—73% суммы м-экв и в сильнозасоленных сероземах до 41—65%.

Это весьма важное явление потери почвой в процессе вторичного засоления обменного $Ca^{\cdot\cdot}$ и $K^{\cdot}$ с одновременным увеличением за их счет обменного $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$ также является существенным фактором ухудшения физических свойств вторично-засоленных почв, вызывая в них склонность к большому набуханию и вязкости во влажном состоянии, «схватыванию», цементации и большой усадке при высыхании с образованием плотной коры.

А. Н. Розанов установил также повышенное содержание $Mg^{\cdot\cdot}$ в составе конкреций углекислого кальция. Этот процесс доломитизации, по мнению Розанова, обязан как прямым реакциям между карбонатами Ca и сульфатом Mg и хлоридом Mg, так и взаимодействию углекислого Mg, циркулирующего во вторично-засоленных почвах в повышенных количествах, с карбонатами Ca, с прямым образованием $CaMg(CO_3)_2$. Процесс доломитизации в свою очередь при вторичном засолении должен вызывать в почвах повышение плотности, связности и ухудшение водопроницаемости. Несомненно, значительная часть Mg связывается в виде вторичных силикатов магния, поскольку растворы подвижного SiO_2 циркулируют в засоленных горизонтах почвы.

г) Изменение в составе и соотношениях солей и формирование солевого профиля

Обменные реакции, протекающие в почвах при вторичном засолении, процессы необменного связывания $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$ сопровождаются переходом в почвенный раствор $Ca^{\cdot\cdot}$ с образованием соединений $CaCl_2$, $CaSO_4$, KCl, K_2SO_4.

Как впервые было показано еще С. И. Тюремновым и позже экспериментально подтверждено Б. Б. Полыновым и затем В. А. Ковда, образующиеся при этом хлориды и сульфаты Ca перемещаются к поверхности, образуя там максимум воднорастворимого Ca и частью выпадая в поверхностных почвенных горизонтах в форме $CaSO_4$.

Для химизма вторичных солончаков и для судьбы тех почв, которые образуются при их освоении, имеет исключительно большое значение соотношение в составе накопляющихся в почве солей NaCl и Na_2SO_4.

Впервые вопрос о влиянии состава солей и особенно катионов в солончаках на судьбу их рассоления поставил акад. К.К. Гедройц. Преобладание солей Ca над Na в солончаках обеспечивает, по исследованиям Гедройца, рассоление, минуя стадии солонца. Однако, как показали наши лабораторные исследования (1937), решающее значение при этом имеет то, с каким анионом и в форме каких солей представлен в солончаке Ca. Чисто хлоридное безгипсовое засоление (что весьма редко в природе) почв и засоление сульфатно-хлоридное с резким преобладанием хлоридов Na будут сопровождаться исключительным или преимущественным образованием $CaCl_2$. Высокая растворимость последнего при естественном или искусственном рассолении таких солончаков не только не оградит почву от развития солонцеватости, но, наоборот, будет в резко выраженной форме способствовать ее росту. Вследствие высокой растворимости хлористого Ca, он будет с большой быстротой выщелочен из почвенных горизонтов с оставлением обменного $Na^{\cdot}$, поступившего в поглощающий комплекс на фазе засоления. Близкие к подобным условиям случаи в природе будут иметь место на самых ранних стадиях вторичного и естественного засоления почв. Географически это приурочено чаще всего к ландшафтам типа первых надпойменных террас и молодых дельт, попеременно переживающих слабое засоление и опреснение при паводках и зимою.

Как показывает пример засоленных почв Барабы, низких террас Центральной Ферганы, дельты р. Волги и сросшейся дельты рр. Куры и Аракса (Кура-Араксинская низменность), в этих случаях действительно развиваются засоленные почвы, обладающие резко выраженными признаками солонцеватости. Эта солонцеватость предшествует солончаковому процессу.

Совершенно иначе проходит механизм соленакопления при чисто сульфатно-натриевом засолении (что также редко в природе) и при засолении хлоридно-сульфатно-натриевом с большим преобладанием Na_2SO_4.

Реакции, возникающие между восходящими растворами сернокислого Na и поглощенным $Ca^{\cdot\cdot}$ породы и почвы, будут сопровождаться, как показали опыты Б. Б. Полынова, образованием гипса.

При рассолении, вследствие малой растворимости гипса, катионы $Ca^{\cdot\cdot}$ будут выноситься, по нашим экспериментальным данным, во много раз слабее, чем остальные легкорастворимые соли и чем это имеет место при засолении хлоридном.

Соответственно при сульфатно-натриевом засолении, влекущем за

собой образование и накопление в наиболее солеиосных горизонтах почвы гипса, солонцеватость на стадии рассоления почвы не образуется.

В природе, как мы отметили выше, практически отсутствуют случаи чисто хлоридно-натриевого или чисто сульфатно-натриевого засоления.

Обычно засоление обязано совместному движению и накоплению в различных соотношениях NaCl, Na_2SO_4, $MgCl_2$, $MgSO_4$, $CaSO_4$ и др.

Чем больше продолжительность солончакового процесса (естественного или вторичного), тем в большей степени почва обогащается сульфатом Na и гипсом.

Это влечет за собой постепенное ослабление солонцеватости почвы, свойственной самым ранним стадиям засоления и превращения их в гипсоносные хлоридно-сульфатные солончаки, не могущие превратиться при промывании в солонцеватые почвы.

Отметим еще одно существенное отрицательное явление в химизме вторично-засоленных почв. К повышенным точкам микрорельефа, на которых образуются солончаковые пятна, одновременно с вредными легкорастворимыми солями мигрируют также легкорастворимые соли, имеющие большое значение в питании растений,— KCl, KNO_3, $NaNO_3$. Эти питательные вещества являются частью естественными и находились в почвах до их освоения. В поливные же почвы они внесены с калийными и азотными удобрениями.

Соответственно на пятнах вторично засоляющихся почв обнаруживается резко выраженное накопление $K^{\cdot}$ и NO'_3.

Данные Розанова, приведенные в табл. 57, показывают, например, что в сильнозасоленных почвах и вторичных солончаках совхоза Пахта-Арал содержание $K^{\cdot}$ достигает 15—30 мг на 100 г почвы, в отличие от незасоленных сероземов, содержащих всего лишь 3—8 мг на 100 г. Накопление NO'_3 проявляется еще интенсивнее. В незасоленных и слабозасоленных сероземах предельное содержание NO'_3 в верхних слоях почвы выражается 5—6 мг/кг почвы. В сильнозасоленных сероземах и вторичных солончаках содержание NO'_3 в верхнем засоленном пахотном горизонте достигает уже, по данным Розанова, до 200—700 мг/кг. Иногда концентрации NO'_3 в почвенных растворах достигают огромных величин — 30—50 г/л (см. выше).

Таким образом вторичное засоление орошаемых почв сопровождается бесполезной потерей важнейших питательных веществ почвы, собирающихся на солончаковых пятнах в концентрациях, недоступных и вредных для культурных растений.

Наконец напомним рассмотренный в главе о почвенных растворах специфический режим щелочности среды во вторично-засоленных почвах. Мы показали там, что вторично-засоленные почвы и Ферганы и Голодной Степи при поливах обнаруживают резко выраженное увеличение щелочности почвенных растворов. Это увеличение щелочности почвенных растворов в корнеобитаемой зоне почвы в момент поливов губительно отзывается на культурных растениях, особенно на юных фазах их разви-

тия, вызывая подмеченную уже давно в орошаемом земледелии катастрофическую гибель растений после поливов.

Увеличение щелочности в момент полива выражено тем сильнее, чем больше захвачена вторичным засолением поливная почва.

Рассмотренные нами химические и физико-химические процессы и явления, сопровождающие вторичное засоление орошаемых почв, оказывают очень большое влияние на их агрофизические свойства. Накопление подвижного кремнезема, накопление обменного $Na^{\cdot}$ и $Mg^{\cdot\cdot}$, резко выраженные повышения щелочности при поливах в совокупности способствуют значительному увеличению подвижности почвенных коллоидов вторично-засоленных почв. Увеличение же подвижности почвенных коллоидов сообщает вторично-засоленным почвам бесструктурность и вязкость во влажном состоянии, высокую плотность, цементированность, губящую корневую систему растений в сухом состоянии. Накопление полугидрата в пахотном и подпахотных горизонтах вторично-засоленных почв ухудшает их физические свойства резко выраженной «схватываемостью» после поливов.

В подпахотных же горизонтах вследствие накопления больших количеств гипса и доломитизации снижается проницаемость почвы для корневой системы растений. Корни хлопчатника, свеклы, а также и дре-

Таблица 57

Изменения в голодностепских сероземах под влиянием вторичного засоления
(Данные А. Н. Розанова)

Вид почвы	Глубина в см	Обменные катионы в % от суммы м-экв.				Содержание $CaSO_4$ в %	Пределы содержания SiO_2 в мг/100 г	Пределы содержания NO_3 в мг/кг	Пределы содержания K в мг/100 г
		$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$K^{\cdot}$	$Na^{\cdot}$				
Незасоленные и слабозасоленные целинные и орошенные сероземы	0—15	84—78	10—14	6—7	—	0,03	—	5—60	3—8
	15—25	75—68	17—21	7—10	—	0,05	—	5—30	4—8
	30—40	57	27—30	12—8	3—4	0,05	—	сл.—15	2—5
	50—60	57—68	17—34	12—6	1—1,5	0,10	—	сл.	2—5
Слабозасоленные сероземы	0—15	73	21	6	—	0,10	3,7	0—30	3—10
	15—25	69	23	7	2	0,25	3,7	0—4	4—5
	30—40	61	29	5	4	0,20	2,5	0—сл.	4
	50—60	57	33	5	4	0,15	2,0	0—сл.	2—5
Сильнозасоленные сероземы	0—15	65	28	3	4	0,30	4,0—6,0	20—200	6—20
	15—25	65	24	6	6	0,25	3,7—4,0	10—60	5—15
	30—40	53	33	3	10	0,30	2,5—5,0	10—20	5—12
	50—60	41	52	3	3	0,20	3,0—4,0	сл.—20	4—10
Вторичные солончаки по сероземy	0—15	—	—	—	—	0,50	4,0—6,0	100—700	17—32
	15—25	—	—	—	—	0,40	4,0—4,5	60—170	15—25
	30—40	—	—	—	—	0,30	4,5—6,0	50—140	6—15
	50—60	—	—	—	—	0,25	4,0—5,0	20—100	5—10

весно-садовых растений оказываются не в состоянии пройти плотные гипсово-известковые подпахотные горизонты.

Нужно иметь в виду, кроме того, что все соли и особенно сульфаты сильно снижают доступность влаги в засоленных почвах для растений.

Все это наряду с токсическим влиянием солей объясняет катастрофическое ухудшение агрохимических, физико-химических и агрофизических свойств и потерю плодородия вторично-засоленными почвами.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ВОДНО-СОЛЕВОЙ РЕЖИМ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

Глава I

ВОДНЫЙ РЕЖИМ ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

ВВЕДЕНИЕ

В советской почвенно-мелиоративной литературе, в архивных материалах опытно-мелиоративных станций — Муганской, Золотоордынской, Ферганской в Федченко, Вахшской Академии Наук и др. — накопилось много данных по водному и солевому режиму засоленных почв. Эти материалы еще не подверглись обработке и обобщению.

В настоящей работе автор не ставит своей задачей выполнить этот грандиозный труд в той мере, в какой этого требуют интересы орошаемого земледелия Советского Союза, запросы самой науки и обширность материалов.

Здесь рассматривается вопрос водно-солевого режима засоленных почв преимущественно с целью объяснить значение его в процессах засоления и рассоления почв и с целью установить связь между динамикой солей, режимом влажности и режимом грунтовых вод засоленных почв.

Автор имел в своем распоряжении личные материалы, полученные за ряд лет стационарных исследований в Голодной Степи и Фергане. Вместе с тем автору пришлось широко пользоваться материалами упомянутых выше станций и различных исследователей.

Обширный, весьма ценный материал по режиму грунтовых вод, их минерализации и солевому режиму представлен в исследованиях мелиораторов Б. В. Федорова, Н. А. Беседнова, В. С. Малыгина, Е. Петрова, Б. С. Конькова, гидрогеологов М. М. Крылова, М. А. Шмидта, Б. М. Георгиевского, почвоведов П. А. Керзума, О.А. Грабовской, М. А. Панкова, С. А. Шувалова, В. Р. Волобуева, В. Н. Спенглер, М. В. Курушина.

Тесная связь между режимом грунтовых вод, влажностью и солевым режимом почв учитывалась и в той или иной форме отражена в работах этих исследователей. Особенно детальное изучение связи между режимом грунтовых вод и солевым режимом почв в различных условиях произве-

дено М. В. Курушиным в Муганской степи и, в частности, на Джафарханской опытно-мелиоративной станции.

Этот ценнейший материал имеет большое значение для понимания закономерностей солевого режима.

Автор выражает признательность названным учреждениям и лицам, любезно предоставившим возможность пользоваться их материалами.

1. Формы почвенно-грунтовых вод

Движение и накопление солей в грунтах и почвах протекает преимущественно в форме водных растворов. Поэтому, изучая процессы соленакопления и разрабатывая мероприятия по борьбе с ними, необходимо знать и учитывать закономерности водного режима почв. Значение этого вопроса определяется еще и тем, что орошение ставит задачей сознательное изменение естественного водного режима почв и создание такого режима, который позволил бы добиться максимальных урожаев возделываемых растений.

Мы ограничиваем свою задачу рассмотрением водного режима лишь засоленных целинных и орошаемых почв Средней Азии и Закавказья. Это позволит нам отойти от грандиозной задачи обобщения накопленных почвоведением обширных материалов по водному режиму почв вообще. С другой стороны, это позволит автору сосредоточиться на деталях и частных закономерностях водного режима орошаемых почв в связи с особенностями процессов засоления — рассоления и требованиями сельскохозяйственных растений, — деталях, которые могут иметь значение в практике земледелия.

Прежде чем обратиться к рассмотрению факторов, управляющих режимом почвенно-грунтовых вод, необходимо кратко напомнить принятые в настоящий момент в почвоведении и грунтоведении некоторые характеристики водных свойств почв и видов воды в почве. Последние нами принимаются в классификации А. Ф. Лебедева, Н. А. Качинского, Ф. Цункера и Ферслюиса.

Грунтовые воды в почве вместе с небольшим количеством растворенного в них и свободного воздуха заполняют все пустоты и поры почвенного профиля или, как говорят, **скважность** (порозность) почвы. К величине скважности почвы или грунта близка величина **полной влагоемкости**. Содержание грунтовой воды, выраженное в объемных единицах, в определенном горизонте будет близким или совпадет с величинами его скважности и полной влагоемкости.

Грунтовая вода, зеркало (поверхность) которой вскрывается шурфом или скважиной, является в большей части разновидностью **свободной воды**. К категории свободной воды относится также вода, просачивающаяся в почве под влиянием силы тяжести. Тонкие и тончайшие ячейки и поры грунта, называемые иначе капиллярами, способны удерживать часть циркулирующей в почве воды. Эта задерживаемая капиллярными силами грунта влага носит название **капиллярной воды**.

Капиллярная вода в грунтах и почвах может быть подразделена на ряд частных форм, характеризующихся различной подвижностью и величиною:

капиллярная замкнутая (с сомкнутыми менисками) сплошь заполняет крупные и мелкие поры, ячейки, капилляры; отличается наибольшей подвижностью;

ниточная (фуникулярная, лентокапиллярная) заполняет капилляры не сплошь, а располагается по их стенкам отдельными сообщающимися кольцами и нитями; отличается небольшой подвижностью;

угловая (пендулярная), располагающаяся лишь в углах стыка отдельных механических частиц; отличается неподвижностью.

В тех случаях, когда капиллярная система грунта заполнена водой, поднимающейся от зеркала грунтовых вод, различают капиллярную подпертую воду. Величина ее обычно возрастает по мере приближения к зеркалу грунтовых вод от 20—25 вес. % в верхней части профиля почв до 25—30—35 вес. % над грунтовой водой в связи с включением в число капилляров, заполненных водой, — капилляров, имеющих больший диаметр.

В тех случаях, когда капиллярная вода удерживается увлажненной с поверхности почвой, профиль которой не испытывает грунтового увлажнения, различают капиллярную подвешенную воду. Величина капиллярной подвешенной воды колеблется в зависимости от механического состава и структуры почв и выражается в лёссовых грунтах 20—25 вес. %.

Почва не может удержать в своем профиле воды больше определенной величины, называемой водоудерживающей способностью или полевой влагоемкостью или предельной полевой влагоемкостью. Величина водоудерживающей способности (предельной полевой влагоемкости) определяется капиллярными свойствами почвы (т. е. механическим составом и структурой) и близостью грунтовых вод, повышаясь с приближением уровня последней. Вся вода, не удерживаемая почвой сверх предельной полевой влагоемкости, стекает в нисходящем направлении и относится к категории свободной воды.

Величина предельной полевой влагоемкости в зависимости от глубины грунтовых вод приближается к величине максимальной молекулярной влагоемкости или капиллярной воды и может выражаться в весовых процентах, в объемных процентах или в куб. метрах на гектар почвы, что удобно для практики орошаемого земледелия. В зависимости от механического состава и структуры почвы полевая влагоемкость колеблется для 1-м слоя лёссовых почв в пределах 2 500—3 500 м³/га при глубоких грунтовых водах и 4 000—4 500 м³/га при близких.

Как свободная, так и капиллярная вода вполне доступны для питания растений. Вода может удерживаться в грунтах и почвах не только капиллярными силами, но и молекулярными силами поверхности механических

частиц почвенной массы. Эта форма воды является молекулярно связанной и подразделяется на воду пленочную и воду гигроскопическую.

По воззрениям А. Ф. Лебедева, вода, удерживаемая молекулярными силами поверхности механических частиц почвы и грунта, облекает частицы в форме пленки, состоящей из многих (до 100) слоев молекул; поэтому она и носит название пленочной. Пленочная вода передвигается в почвах и грунтах в направлении меньшей влажности несравненно медленнее, чем капиллярная. Повидимому, для питания растений она недоступна, но, по А. Ф. Лебедеву, способна содержать в растворе и передвигать как вредные, так и питательные соли. Величина пленочной воды колеблется в зависимости от механического состава и для суглинков примерно равна 8—12%, достигая в глинах 20—25%.

По воззрениям А. Ф. Лебедева, необходимо различать еще одну существенную константу водно-физических свойств почв — так называемую максимальную молекулярную влагоемкость, которая и является верхней границей пленочной воды; выше этой границы вода в грунтах и почвах находится в состоянии капиллярной.

Зная величину максимальной молекулярной влагоемкости и величину естественной влажности, по их разности можно установить наличие в почве воды, способной передвигаться в форме капиллярной.

Максимальная молекулярная влагоемкость в большинстве случаев близка к величине так называемого коэффициента завядания, который в зависимости от свойств почвы выражается обычно величинами 8—10—12% в суглинках и 1—3% в песках. Уменьшение содержания влаги в почве до величины коэффициента завядания приводит к задержке развития, либо к гибели растения.

Для оценки величины коэффициента завядания, кроме метода вегетационных миниатюр, часто пользуются удвоенной величиной так называемой максимальной гигроскопичности. Последняя экспериментально определяется путем помещения навески почвы в атмосферу, близкую к насыщению ее парами воды, и характеризует собой способность почвы поглощать из воздуха и удерживать своими частицами воду, давая верхний предел этого поглощения. Максимальная гигроскопичность для глинистых почв выражается величиной 10—14%, для суглинков 5—10% и для песков 1—3%. Верхние горизонты неорошаемых почв в пустынях и степях просыхают до воздушно-сухого состояния, содержа лишь гигроскопическую воду. Удерживается гигроскопическая вода молекулярными силами, способными сорбировать водяные пары из воздуха. Парообразная вода всегда представлена в почвенном воздухе. По А. Ф. Лебедеву, уже при влажности почв, большей максимальной гигроскопичности, почвенный воздух насыщен парами и внутрипочвенное испарение невозможно. П. И. Колосков (1938) оспаривает это положение Лебедева, утверждая, что «100%-ная влажность почвенного воздуха достигается только при влажности почвы, превышающей «максимальную молекулярную влагоемкость» Лебедева». Таким образом,

внутрипочвенное испарение, по Колоскову, возможно и при капиллярной влажности почв.

Упомянем еще к р и с т а л л и з а ц и о н н у ю (химически связанную) воду, роль которой в засоленных почвах особенно велика, поскольку в состав солей входят значительные количества связанной и недоступной растениям воды:

в $CaSO_4.2H_2O$ — ок. 21% по весу

» $Na_2SO_4.10H_2O$ — ок. 60% » »

» $MgCl_2.6H_2O$ — ок. 50% » »

В практике орошаемого земледелия для оценки величины влажности в почве пользуются так называемой относительной влажностью, пересчитывая объемные или весовые проценты содержания влаги в почве в процентах от предельной либо общей влагоемкости.

2. Факторы, влияющие на режим почвенно-грунтовых вод

Водный режим почв зависит от сложного сочетания факторов прихода и расхода воды со свойствами почв, что определяет тот или иной режим и баланс воды в почвах. В настоящем разделе эти факторы рассматриваются применительно к орошаемым и особенно засоленным почвам Средней Азии и Закавказья.

В числе п р и х о д н ы х с т а т е й в о д н о г о р е ж и м а п о ч в в этих условиях необходимо в качестве главнейших считать:

Атмосферные осадки,

Конденсацию паров,

Воды речного стока,

Фильтрацию из каналов и водохранилищ,

Оросительные и промывные воды,

Грунтовые воды.

В числе р а с х о д н ы х с т а т е й в о д н о г о р е ж и м а орошаемых и засоленных почв необходимо прежде всего учитывать:

Испарение воды,

Транспирационную деятельность растений,

Подземный отток.

В различных природных и хозяйственных условиях перечисленные факторы режима почвенно-грунтовых вод действуют в различных сочетаниях. Однако в большинстве случаев возможно уловить ведущее значение одного или нескольких факторов, воздействуя на которые, возможно бороться за улучшение водного режима почв.

Естественно, что общим фоном, на котором слагается тот или иной тип водного режима почв, являются климатические, геоморфологические и гидрогеологические условия местности. Геоморфология местности, вод-

но-физические свойства грунтов и почв, а также хозяйственные условия территории позволяют сложиться и проявиться тем или иным приходо-расходным статьям режима почвенно-грунтовых вод.

а) Приходные статьи режима почвенно-грунтовых вод

Атмосферные осадки. В основных районах орошаемого земледелия СССР среднегодовое количество атмосферных осадков выражается пределами 100—300 мм, поднимаясь в степных районах нашей страны до 350—450 мм и опускаясь в наиболее сухих (Хорезм, Ц. Фергана) до 70—90 мм.

Таким образом, суммарно годовой приход атмосферных осадков не превышает в большинстве орошаемых районов 1 000—3 000 м³/га, а в степных 3 500—4 500 м³/га.

Атмосферные осадки, выпадающие в Средней Азии и Восточном Закавказьи за период от конца весны до глубокой осени, обычно не превышают водоудерживающей способности почв, задерживаясь самыми верхними горизонтами их, и вызывают лишь кратковременное повышение влажности почв.

Во многих орошаемых районах при этом, начиная с июня и почти до конца октября, атмосферные осадки практически полностью отсутствуют и естественный режим влажности в почвах характеризуется в этот период прогрессивным и резко выраженным иссушением почвенного профиля на большую глубину. В период поздней осени, зимы и ранней весны (ноябрь—апрель) выпадает бóльшая часть годовой суммы — до $^2/_3$ — атмосферных осадков. Часть из них выпадает в форме снега, что обеспечивает относительно бóльшую долю поступления атмосферных вод в почву. Соответственно в этот влажный период года атмосферные осадки оказываются в состоянии увлажнить почву на довольно значительную глубину, порядка 50—100, а иногда 150—250 см, и обеспечить развитие пустынно-степной эфемерной растительности.

В среднеазиатских сероземах этим путем к весне накопляется до 500—1 000 м³/га воды. Понижения рельефа при этом получают дополнительное количество влаги за счет поверхностного стока и перераспределения дождевых и талых вод.

Наши подсчеты, например, для Каспийской низменности, установили, что так называемые падины (понижения мезорельефа) с большой водосборной площадью собирают в течение зимы и весеннего снеготаяния к апрелю до 2 500—3 500 м³/га воды против 2 000 м³/га, накопленных равнинными пространствами.

Таким образом, избыток накопляющихся в западинах почвенных вод (не считая профильтровавшихся сверх предельной влагоемкости и ушедших в грунтовую воду) выражается в 500—1500 м³/га. Накопление подобных количеств влаги в почве обеспечивает довольно устойчивое по урожаям так называемое «падинное земледелие», характерное для Каспийской низменности.

Чем более тяжелый механический состав почв, чем в большей степени выражена в них солонцеватость, тем меньше возможен подобный дополнительный приток в них влаги. Наоборот, почвы рыхлого сложения, способны в большей степени поглощать воду, приходящую за счет поверхностного стока со стороны. При близких к поверхности почвы грунтовых водах атмосферные осадки в этот период года могут пополнять их запас и вызывать значительное повышение их уровня.

Так, Сойка (цитировано по К. Кейльгак) на материалах стационарных исследований режима грунтовых вод Центральной Европы доказал непосредственную связь режима грунтовых вод, выпадения атмосферных осадков и хода испарения (1870—1885). Им установлено совпадение периодов максимального подъема уровня грунтовых вод со временем максимального выпадения атмосферных осадков.

Таблица 1

Значение атмосферных осадков в подъеме уровня грунтовых вод долины Эскалант

Дата	Дождевые осадки в мм	Повышение зеркала грунт. вод в мм	Отношение дождевых осадков к повышению зеркала грунтовых вод в %
31 марта	0,25	15,00	1,7
3 апреля	2,75	92,50	3,0
5 »	3,00	95,00	3,2
6 »	0,75	45,00	1,6
7 »	6,50	237,50	2,8
8 »	2,75	72,50	3,8
12 »	0,75	27,50	2,7

Обычно максимум стояния уровня грунтовых вод несколько отстает (на 1—2 месяца) от времени наступления максимума атмосферных осадков, что обязано известной затрате времени на фильтрацию просачивающихся осадков.

Для условий Молого-Шекснинского междуречья А. А. Роде установлено, что близкие (1—2 м) к поверхности грунтовые воды быстро и значительно реагируют на выпадающие осадки (1936). Эффективность осадков при этом достигала 10—16—23.

Уайт, изучавший режим грунтовых вод в долине Эскалант, показал, что наибольшее влияние на подъем уровня грунтовых вод оказывают дожди, выпадающие в холодные облачные дни. Данные Уайта приводятся в табл. 1.

Из этих данных можно видеть, что грунтовые воды, залегающие примерно на глубине 0,5 м в грунтах, имеющих удельную водоотдачу 3%, в результате выпадения даже ничтожного количества атмосферных осадков (2,75—3 мм) повышают свой уровень на 70—95 мм.

Исследованиями М. А. Шмидт, М. М. Крылова, Б. В. Федорова и В. С. Малыгина установлено, что характерный для многих районов Средней Азии (Ферганы, Голодной Степи, Бухары и др.) подъем уровня грунтовых вод с ноября вплоть до марта — апреля обязан, главным образом, влиянию атмосферных осадков, выпадающих в этот период. Питающее влияние атмосферных осадков на грунтовые воды и величина подъема их уровня под влиянием атмосферных осадков обычно будет тем больше, чем ближе к поверхности в каждом случае залегает уровень грунтовых вод. Объясняется это тем, что при близком залегании грунтовых вод к дневной поверхности капиллярная кайма растворов, восходящих от грунтовой

воды, сообщает профилю почвы высокую влажность, соответствующую примерно ее капиллярно-подпертой полевой влагоемкости. Не заполненные водой поры в толще почвенных горизонтов быстро заполняются первыми же порциями фильтрующихся атмосферных осадков.

После насыщения атмосферными осадками почвенного профиля до состояния предельной полевой влагоемкости последующие порции атмосферных осадков фильтруются в нижележащие горизонты, а также продавливают гидростатическим путем часть капиллярных растворов в грунтовые воды (капиллярный сброс). Наступает интенсивный и резко выраженный скачкообразный подъем уровня грунтовых вод на высоту, превышающую в 10—15 раз мощность профильтровавшегося слоя воды. При глубоком залегании грунтовых вод, когда капилярная кайма восходящих растворов далеко не доходит до поверхностных почвенных горизонтов, запас влаги в последних оказывается очень небольшим, и капилляры почвы в основном заполнены воздухом. Выпадающие в этих условиях атмосферные осадки преимущественно расходуются на повышение влажности почвы и медленное рассасывание вниз. Для того чтобы фильтрующиеся в нисходящем направлении атмосферные осадки вызвали существенный подъем уровня грунтовых вод в этих условиях, необходимо такое количество их, которого бы хватило на восполнение дефицита влажности до полной полевой влагоемкости. Обычно это возможно лишь при большом количестве выпадающих атмосферных осадков.

Соответственно этому в условиях Средней Азии и Закавказья, при глубине грунтовых вод от поверхности 2—2,5 м, они реагируют на выпадение осенне-зимних атмосферных осадков сильным подъемом уровня к весне — на 50—80, иногда 100—150 см. При глубине грунтовых вод около 3—5 м влияние атмосферных осадков сказывается с запозданием и в ослабленной степени, в размерах 10—30—50 см. Грунтовые воды, залегающие на глубинах порядка 10—15 м, практически не обнаруживают влияния на их уровень выпадающих атмосферных осадков.

Решающее влияние на эффект атмосферных осадков в отношении грунтовых вод оказывает коэффициент водоотдачи (разность между полной и предельной полевой влагоемкостью) грунта и влажность почвенного профиля перед дождливым сезоном. Чем меньше коэффициент водоотдачи, тем больше эффективность фильтрующихся осадков. Чем суше почвенные горизонты, а это будет иметь место в более жарком и сухом климате и при более глубоких грунтовых водах, тем слабее влияние на уровень грунтовых вод выпадающих атмосферных осадков. Обычно летние осадки поэтому не вызывают существенного изменения в уровне грунтовых вод. Раннеосенние атмосферные осадки, выпадающие на пересушенные почвы, также не обнаруживают непосредственного влияния на колебание грунтовых вод. Зимние же и особенно весенние атмосферные осадки, выпадающие на почвы, достаточно увлажненные, способны вызывать резкое повышение уровня грунтовых вод. Зная влажность почвенного профиля, его скважность и удельную водоотдачу, можно рассчитать вероятную величину подъема уровня грунтовых вод под влиянием атмосферных осадков, введя

поправку на расход части последних на испарение и возможный сток. Подобный расчет нами проделан для условий Голодной Степи (территория совхоза Пахта-Арал).

По нашим данным, почвы совхоза Пахта-Арал уходят в осенне-зимний дождливый период с запасом влаги, близким к предельной полевой влагоемкости, содержа в толще 3,5 м воды около 11 500 м³/га.

В Голодной Степи за время ноябрь — март, т. е. за 5 месяцев дождливого периода, выпадает до 180 мм атмосферных осадков, т. е. до 1 800 м³/га. Считая, что около 800 м³/га могут израсходоваться на испарение, можно видеть, что при коэффициенте водоотдачи 7—10% даже 100 мм атмосферных осадков (1 000 м³/га) способны заполнить свободную скважность почвенного профиля и поднять уровень грунтовых вод к весне на 100—143 см.

Кривые режима грунтовых вод совхоза Пахта-Арал за период от осеннего минимума до весеннего максимума обнаруживают, что подъем уровня грунтовых вод примерно и выражается этими величинами — 100—130 см. Установлено также прямое влияние на питание и режим грунтовых вод воды, собирающейся в период весеннего снеготаяния и после интенсивных весенних дождей в депрессиях мезо- и микрорельефа за счет поверхностного местного стока.

Сопоставляя режим грунтовых вод в лощинах и равнинных местах, Г. Н. Высоцкий показал, что после весеннего снеготаяния и стока уровень грунтовых вод в различного рода лощинах обнаруживает резкий подъем, в то время как на равнинных пространствах этот подъем почти не обнаруживается. После весеннего подъема в связи с прекращением питания грунтовых вод в лощинах и расходованием на растекание и испарение, их уровень начинает равномерно опускаться к осени.

Происхождение и режим грунтовых вод Каспийской низменности Ф. П. Саваренский в основном связывает с просачиванием весенне-снеговых вод через характерные для низменности понижения мезорельефа, так называемые лиманы и падины. Им установлено, что уровень грунтовых вод под лиманными депрессиями залегает несколько выше, а минерализация грунтовых вод значительно меньше, чем в окружающих равнинных пространствах.

Это дало основание Ф. П. Саваренскому притти к положению о питании грунтовых вод Каспийской низменности через депрессии мезорельефа. Действительно, стационарные исследования грунтовых вод, проведенные В. А. Ковда и А. Ф. Большаковым в районе станции Джаныбек, показали, что в то время как на равнинных пространствах низменности глубина залегания грунтовых вод — 5—6,5 м, в степных блюдцах, лиманах и падинах она равна 3—4 м.

Более детальные исследования режима грунтовых вод в связи с микрорельефом, характерным для Каспийской низменности, установили, что, кроме поступления весенне-снеговых вод через лиманы и падины, вторым не менее мощным путем поступления их в грунт является фильтрация через бесчисленные понижения микрорельефа.

Оказалось, что в весеннее время поверхность грунтовых вод обратна микрорельефу местности: под бугорками, занятыми солонцевыми пятнами, зеркало грунтовых вод вогнуто; под падинами и под понижениями микрорельефа оно имеет выпуклую форму. Разница в уровне грунтовых вод достигает между соседними противоположными элементами микрорельефа 20—40 см. Весной она обычно больше, так как в этот период происходит приток снеговых вод в понижениях.

Изучение годового цикла уровня грунтовых вод обнаруживает, что максимальное повышение последнего приходится на апрель — май, т. е. примерно на месяц позднее окончания дождливого сезона. Вследствие расходования грунтовых вод на испарение, транспирацию и растекание, к осени уровень грунтовых вод постепенно опускается. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод достигает максимальных размеров (140—150 см) в лиманах и больших падинах и выражается значительно меньшими размерами в понижениях микрорельефа (70—90 см). Наименьших размеров — 64—76 см амплитуда уровня грунтовых вод достигает на равнинных местах и под микроповышениями, занятыми солонцами.

Таблица 2

Сезонные изменения глубины залегания грунтовых вод в районе Джаныбека (в см)

Тип рельефа	Годы	Весна (IV, V)	Лето (VIII)	Осень (X, XI)
Лиманы и большие падины	1934	405—415	516—538	516—522
	1935	473—488	548—569	555—580
	1937	505	541—633	539—559
	1938	542		
Понижения микрорельефа	1934	470—485	516—527	541—543
	1935	511—539	541—569	555—559
	1937	585	590	592
	1938	549		
Повышения микрорельефа	1934	510	518—552	554—581
	1935	544—558	565—573	569—577
	1937	610	570—610	610
	1938	511—610		

На протяжении 4 лет работы Джаныбекского стационара (1934—1938 гг.) для Каспийской низменности было характерно общее медленное понижение уровня грунтовых вод, достигающее в некоторых случаях 50—100 см. Объясняется это тем, что после 1932 г. в Каспийской низменности уже не повторялись столь многоводные и влажные годы и грунтовые воды постепенно расходовались за этот период на транспирацию и испарение, все меньше и меньше пополняясь атмосферными осадками, которые задерживались иссушающимися поверхностными почвенными горизонтами.

Это видно из табл. 2 и еще раз свидетельствует об огромном значении атмосферных осадков в питании и режиме грунтовых вод.

Подобного рода циклические колебания уровня грунтовых вод, связанные со сменой влажных и сухих периодов, характерны и для других районов. Так, в большинстве орошаемых территорий Средней Азии годы 1935—1938 отличались повсеместным опусканием уровня грунтовых вод вследствие того, что сумма зимних осадков была близка или меньше обычного. Годы же 1939—1942, отличающиеся повышенным выпадением атмосферных осадков в дождливый сезон, характеризуются повсеместным общим повышением уровня грунтовых вод.

Конденсация водяных паров. Вопрос о роли конденсации паров в образовании и режиме почвенно-грунтовых вод, несмотря на блестящие исследования А. Ф. Лебедева (1908—1936), нельзя считать выясненным и нашедшим свое полное и общепризнанное разрешение. Не касаясь этого сложного вопроса в целом, так как в последние годы появились новые работы, освещающие его специально (Колосков, 1937—1940, Сочеванов, 1937—1939, Бялый, 1940), к которым может обратиться читатель, мы рассмотрим здесь лишь в сжатой форме те стороны явления конденсации паров в почве, которые не должны быть упущены при изучении миграции солей.

В этих целях, опираясь на представления Лебедева, Колоскова, Сочеванова, достаточно будет различать следующие случаи явления конденсации паров воды в почвах:

конденсация атмосферных паров на поверхности почвы (росообразование),

молекулярная конденсация паров (сорбция),

внутрипочвенная перегонка и конденсация водяных паров.

Конденсация атмосферных паров на поверхности почвы, как и на покрове растительности (росообразование) происходит ночью, когда этот поверхностный слой часто имеет температуру меньшую, чем температура припочвенного слоя воздуха и подстилающего слоя почвы, и абсолютная влажность припочвенного воздуха больше, чем максимальная упругость пара при температуре поверхности почвы. При этом, однако, имеет место и конденсация водяных паров самой почвы, так как температура и упругость паров верхнего горизонта последней обычно также выше, чем температура и упругость паров поверхности почвы.

Колосков считает, что установленные Лебедевым и другими случаи увеличения влажности поверхности почвы, объяснявшиеся термической внутрипочвенной конденсацией атмосферных паров, должны объясняться образованием росы, либо процессами сорбции. В районах засоленных почв СССР процессы росообразования по нашим наблюдениям в Голодной Степи сказывались на влажности верхней 1—2-см корочки почвы, повышая ее осенью на 1,0—2,0%, что составляет 0,15—0,30 мм в ночь. Поздней осенью, когда после жаркого дня наступают крайне холодные ночи, выпадение росы на полях люцерны и хлопчатника достигает еще бо́льших размеров, порядка 0,5 мм, не считая влагу, задержанную листьями, которую не удавалось учесть. Росообразованием, очевидно, надо объяснить осеннее разжижение и образование рапы на поверхности солончаковых шоров,

содержащих такие высокогигроскопические соли как $MgCl_2$, NaCl до начала дождей. Впрочем, здесь может присоединяться и процесс чисто химического поглощения паров солями.

Термическая конденсация паров воздуха в поверхностных слоях почвы в том виде, как она рисовалась Лебедеву, играет лишь весьма ограниченную роль, когда осуществляются сравнительно редкие условия большего охлаждения этих слоев в сравнении с припочвенным воздухом (Колосков, Сочеванов).

Внутрипочвенная молекулярная конденсация водяных паров (сорбция), очевидно, играет значительно большую роль в водном режиме почв. Так, Колосков (1938), полемизируя с Лебедевым и Роде, пишет: «В результате процессов сорбции, обусловленных именно молекулярными силами, может получиться вода не только гигроскопическая, но и пленочная и даже капиллярная, причем влажность почвы может достигать максимальной молекулярной влагоемкости и несколько выше». Это положение в другой работе Колоскова иллюстрируется опытами с песком, влажность которого после 60-часового пребывания «в атмосфере не вполне насыщенного пара» достигла 1,84% при максимальной гигроскопичности 0,28% и максимальной молекулярной влагоемкости 1,60%. Песок в этих условиях сорбировал таким образом «0,24% воды капиллярной».

В процессе сорбции паров почвой, по мнению Сочеванова, необходимо различать: а) адсорбцию молекул паров воды на поверхности почвенных частиц под влиянием молекулярных сил, достигающую предела в атмосфере, приближающейся к полному насыщению парами при данной температуре; б) сорбцию молекул воды в атмосфере, пересыщенной парами воды, когда образуется капельножидкая влага, поглощаемая под влиянием остаточных молекулярных сил в форме пленочной воды. Возможность существования этого процесса определяется сравнительно невысоким относительным давлением пара и относительной влажностью менее 50% (подробнее см. Сочеванов, 1939).

При относительной влажности, большей 50—80% и выше, а также при большем давлении (0,5—1,0 см ртутного столба) возникает уже так называемая капиллярная конденсация. Капиллярная конденсация в атмосфере, близкой к точке насыщения паров, может вызывать в почвах значительные накопления доступной для растений капиллярной воды. Капиллярная конденсация обязана сорбции молекул пара в тончайших капиллярах и в углах стыка частиц вследствие происходящего при этом понижения упругости пара и перехода его в состояние насыщения над вогнутой поверхностью менисков, имеющих большой радиус кривизны (т. е. в наиболее тонких порах и капиллярах).

В какой степени процессы сорбции и особенно процессы капиллярной конденсации определяют водносолевой режим почв, — трудно судить ввиду отсутствия данных длительных стационарных наблюдений. Несомненно, однако, что в жизни растений эта влага играет значительную роль, пополняя запасы воды в почвах в сухие летние периоды. Особенно большое значение процессы сорбции, повидимому, приобретают при увеличении влаж-

ности воздуха до точки насыщения в моменты охлаждения припочвенного воздуха ночью, при выпадении осадков и под пологом растительности (хлопчатник, люцерна). Есть указания, что влияние капиллярной конденсации на песках Прикаспийской низменности в наибольшей степени сказывается «на менисках зоны капиллярного насыщения, т. е. на поверхности грунтовых вод» (Сочеванов, 1938).

Стационарные исследования В. Е. Сочеванова на песках Прикаспийской низменности, охватившие годичный цикл, установили, что конденсация (сорбция) в слое 0—5 см собственно за счет паров надземного воздуха из 167 случаев ночных наблюдений имела место лишь в 38 случаях; однако и в этих случаях испарение превышало конденсацию.

Значительно эффективнее проявлялась ночная конденсация за счет притока паров из более глубоких подстилающих горизонтов. Таких случаев было зарегистрировано 89 из 167.

Наблюдения Сочеванова, проведенные в районе Ташкента, показали, что для условий октября 1934 г. конденсация паров воздуха в поверхности почвы в среднем равнялась 0,039 и не выше 0,11—0,14 мм за сутки. Увеличение влаги при суммарной конденсации паров воздуха и подпочвенных горизонтов достигало в среднем в сутки 0,090—0,32 мм, т. е. значительно больше.

Параллельное изучение собственно внутрипочвенной конденсации на глубинах 0—35 см обнаружило, что в течение октября лишь слой 2 см получил за счет ночной конденсации отчетливое накопление влаги 0,48 мм за сутки в целом. Более глубокие горизонты 5, 10, 15, 20, 35 см обнаруживали либо ничтожную суточную прибавку, либо даже потерю на испарение. Однако в дневные часы и эти горизонты (5—20 см) обнаруживали внутрипочвенную конденсацию, достигавшую в сумме за месяц 0,05—0,33 мм в каждом. Однако ночное испарение влаги на этих глубинах превышало конденсацию. Можно предполагать, что при этом часть паров перегоняется в более глубокие подпочвенные горизонты, где температура в летне-осеннее время ниже, чем на поверхности почвы.

К сожалению, Сочеванов не приводит в своих статьях данных о величинах почвенной влажности, имевшей место в дни исследований, и данных о величинах максимальной молекулярной и полевой влагоемкости почв, без которых оценить полученный материал Сочеванова со стороны почвенно-генетической и агрономической невозможно.

Во всяком случае, приняв положение Колоскова о возможности повышения влажности почвы за счет сорбции выше величины максимальной молекулярной влагоемкости, необходимо в качестве следствия принять, что процессы сорбции могут вызывать нисходящие токи солевых растворов почвы, особенно в почвах легкого механического состава.

В этой связи большое значение приобретают явления сезонной внутрипочвенной перегонки воды под влиянием термического градиента в профиле почв, имеющих влажность более максимальной гигроскопичности, когда водяной пар перемещается от горизонтов с более высокой температурой к горизонтам с более низкой температурой, где и происходит кон-

денсация пара и накопление влаги. В наиболее подробной форме значение этого явления рассмотрено в известной монографии Лебедева «Почвенные и грунтовые воды» (1936) и статьях Колоскова, давшего ряд дополнений и весьма важных уточнений и критических замечаний к исследованиям Лебедева (1937, 1938, 1939, 1940).

В общем виде необходимо считать, что зимой, вследствие охлаждения верхних горизонтов почвы и соответственно уменьшения упругости паров воды, в воздухе этих горизонтов в профиле почв будет господствовать восходящий ток паров из более глубоких и более теплых подпочвенных горизонтов с аккумуляцией воды в верхних слоях.

Наблюдения Лебедева и результаты других исследователей (Высоцкого, Тюремнова, Самбикина и др.) позволили ему считать, что путем зимней внутрипочвенной конденсации корнеобитаемые слои почвы получают до 50—66 мм воды сверх просочившихся атмосферных осадков. По данным Шевченко (1940) передвижение паров зимою вверх происходит с глубины 5 м. Колосков несколько ограничивает размеры этого процесса, приводя возможные случаи, когда вместо ожидаемого накопления влаги зимой произойдет иссушение верхних слоев почвы. Это подтверждается и наблюдениями Шевченко (1940).

Общепризнано, что замерзание почвы с поверхности будет особенно сильно способствовать накоплению воды в корнеобитаемых слоях почв за счет перегонки снизу. Но и без промерзания почва может настолько обогатиться водою в верхних горизонтах за счет перегонки паров из глубоких горизонтов, что общий запас влаги превысит водоудерживающую способность почвы и вода начнет стекать в нисходящем направлении, выщелачивая соли, как это экспериментально доказано Л. П. Розовым. Подобные явления возникают в естественных засоленных почвах и должны учитываться при проектировании промывок солончаков в зимнее время, когда суммируется опресняющее влияние естественных осадков, промывной воды и накопляющейся за счет перегонки снизу конденсационной воды.

Гораздо большее значение необходимо придавать процессу перегонки в летнее время парообразной воды из верхних теплых горизонтов почвы в глубокие подпочвенные горизонты и грунтовые воды, температура которых в этот сезон ниже, чем температура поверхностных слоев. Лебедев считает, что этому процессу (наряду с инфильтрацией) вообще обязано образование грунтовых вод в южных сухих областях нашего Союза. По данным Шевченко (1940) в условиях степных почв летом пары воды передвигаются из верхних горизонтов на глубину до 3—4 м с максимальной конденсацией на глубине 1,5—2 м.

Как следует из материалов, приводимых в настоящей главе, для районов засоленных почв ведущее место в образовании грунтовых вод необходимо отдать факторам инфильтрации.

Но все же следует иметь в виду указание Колоскова и Сочеванова на то, что процессы перегонки водяных паров вниз и накопление этим путем воды в подпочвенных горизонтах имеют значительно более благоприятные условия, чем обратные факторы: устойчивая низкая температура грун-

товых вод, способствующая пересыщению паров, поступающих сверху, влияние вогнутых менисков капиллярной каймы, понижающих упругость паров и облегчающих их капиллярную конденсацию. Известным подтверждением этого являются данные Сочеванова о том, что грунтовые воды песков Прикаспийской низменности получают за счет перегонки паров сверху вниз в течение года до 100 мм, в то время как за счет осадков они получают лишь около 80 мм. Эти цифры получены на монолитных установках глубиной 125—175 см. Какими величинами возможно характеризовать питание грунтовых вод за счет конденсации при глубине их залегания на 2—3 м в суглинистых и глинистых грунтах, —сейчас сказать трудно, но, повидимому, значительно меньшими.

Влияние фильтрации со стороны рек. Роль рек в питании почвенно-грунтовых вод и водном режиме почв наибольшее значение приобретает для нижних террас речных долин и дельт, где обычно уровень воды в реках выше уровня грунтовых вод. Как показано, для Чарджоуского оазиса, Сохского и Исфаринского конусов выноса, а также для дельт рек Аму-Дарьи, Волги, Куры и Аракса характерна непосредственная генетическая связь их грунтовых вод и водного режима почв с водами рек.

Размеры питания реками грунтовых вод прилегающих к ним областей могут достигать больших величин.

Так, по исследованиям Чарльза Ли, в водном балансе долины реки Овенс в Калифорнии приходные статьи слагаются из следующих величин:

Просачивание атмосферных осадков	1,22	м³/сек
Фильтрация из рек	2,23	»
Просачивание ирригационных вод	0,51	»
Просачивание вод из р. Овенс	0,225	»

Сопоставляя приходные статьи между собой, можно видеть, что в условиях долины р. Овенс фильтрация из рек составляет в сумме 2,455 м³/сек, превышая вдвое приход за счет просачивания атмосферных осадков и намного превышая питающее значение ирригационных вод.

М. А. Шмидтом аналогичные расчеты сделаны для Сохского конуса. Питание грунтовых вод за счет фильтрации из р. Сох в верхней части конуса очень велико и составляет:

В месяцы I, II, III, XI	до	5—6	м³/сек
» » IV, V, X, XII	»	8—9	»
» » VI, IX	»	40—50	»
» » VII, VIII	»	73—79	»

Здесь, однако, суммируется питание грунтовых вод и фильтрационными водами р. Сох и водами, фильтрующимися через ирригационную сеть, что вместе составляет бо́льшую часть приходных статей баланса грунтовых вод.

Подсчеты С. Л. Миркина для дельты р. Мургаб показали, что поступление воды из реки составляет в год около 80 млн. м³, или около 200 м³/га.

Питающее значение рек детально изучено Ф. П. Саваренским на примере дельты рр. Аракса и Куры. Исследованиями Ф. П. Саваренского установлено, что грунтовые воды «средней и верхней Мугани лежат на зна-

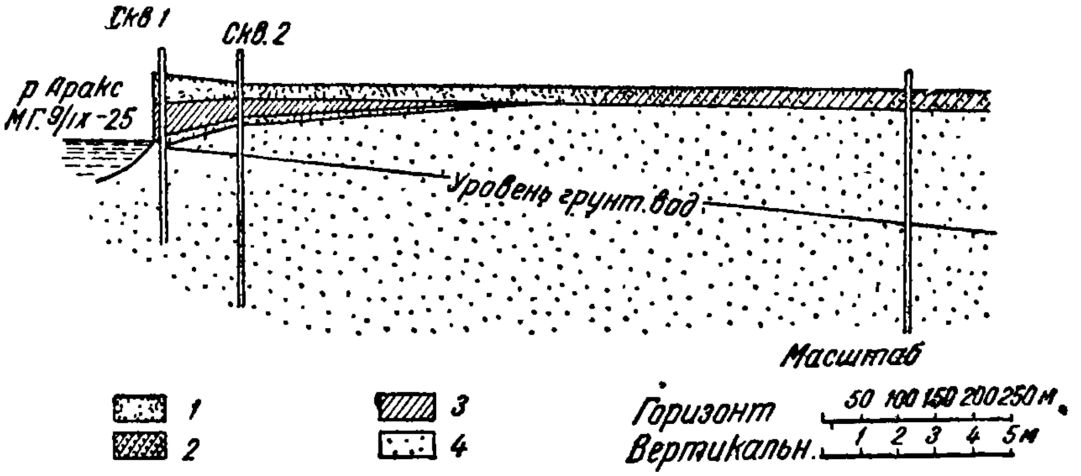


Рис. 1. Влияние р. Аракс на питание грунтовых вод прилегающих территорий (по Ф. П. Саваренскому):

1 — мелковернистый глинистый песок; *2* — супеси; *3* — суглинок; *4* — серый крупновернистый песок

чительном протяжении ниже уровня вод в этих реках». Поперечник буровых скважин, заложенный к Араксу у селения Отуз-ики, обнаружил резко выраженный уклон поверхности грунтовых вод от меженного уровня реки внутрь степи (рис. 1).

Стационарные наблюдения на этих буровых скважинах, проведенные зимой 1925—26 г., показали непосредственную связь режима р. Аракса и режима уровня грунтовых вод. Каждый подъем уровня воды в реке в течение суток вызывает соответствующий подъем уровня грунтовых вод, тем больший, чем ближе расположены наблюдательные точки к руслу реки.

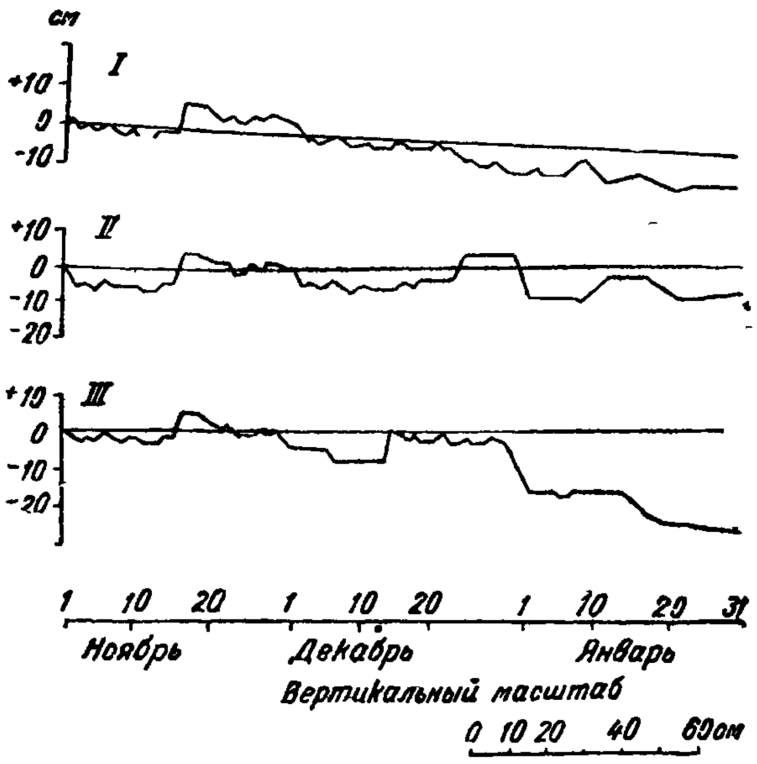


Рис. 2. Влияние р. Аракс на режим уровня грунтовых вод прилегающих территорий (по Ф. П. Саваренскому):

I — р. Аракс; *II* — скв. № 2 в 100 м от Аракса; *III* — скв. № 3 в 1000 м от Аракса.

Ф. П. Саваренский считает, что влияние р. Аракса в данном случае проявляется как путем фильтрации, так и передачей гидростатического давления.

Связь режима грунтовых вод территорий, прилегающих к Араксу, с расходом и уровнем вод в последнем иллюстрируется рис. 2.

Столь же отчетливо установлено питающее влияние рр. Куры, Сыр-Дарьи и Амy-Дарьи на грунтовые воды в их среднем и нижнем течении. На рис. 3, 4, 5 видно, что питающее влияние этих рек распространяется в глубь II надпойменной террасы на расстояние до 2—3 км. играя. таким образом, решающую роль в происхождении и режиме грунтовых вод этих территорий.

Особенно ярко показано влияние р. Аму-Дарьи на питание грунтовых вод ее дельты исследованиями Б. М. Георгиевского в Хорезмском оазисе. Многолетние наблюдения Георгиевского над режимом грунтовых вод Хорезмского оазиса установили, что одним из важнейших факторов питания являются воды, фильтрующиеся от реки, и что естественный режим уровня грунтовых вод определяется уровнем и расходом вод

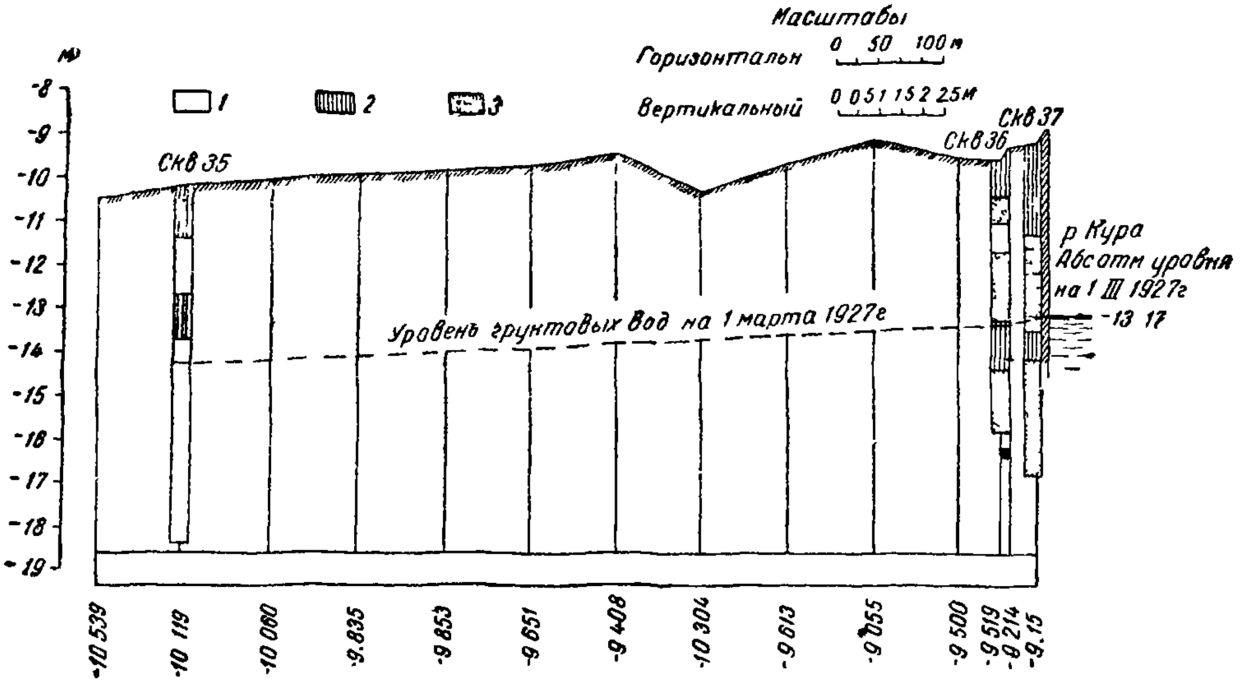


Рис. 3. Влияние р. Куры на питание грунтовых вод в нижнем течении (Приклонский).

Условные обозначения:
1 — глина, *2* — суглинок, *3* — мелкий песок

р. Аму-Дарьи. Влияние р. Аму-Дарьи на грунтовые воды ограничено примерно расстоянием в 5 км, за пределами которого это влияние не прослеживается.

Движение грунтового потока в Хорезмском оазисе направлено под некоторым уклоном от русла реки в стороны от нее. При этом в непосредственной близости у реки глубина грунтовых вод равна 3—4 м, а по мере удаления опускается до 15—20 м (рис. 4).

Минимальное стояние уровня грунтовых вод в оазисе наступает в декабре—феврале, когда Аму-Дарья имеет наименьшие расходы. Максимальный уровень грунтовых вод наступает летом, лишь в небольшой степени отставая от максимальных расходов реки и водозабора в ирригационной системе.

Отметим также значение в питании и режиме грунтовых вод речных паводков, затопляющих своими водами аллювиальные террасы и дельты

и пополняющих при этом запасы грунтовых вод, вызывая их общий подъем (Бухарский и Каракульский оазисы, Хорезм, дельты рр. Терека, Волги).

Влияние фильтрации в оросительной сети. Особенно большое влияние на водный режим орошаемых территорий оказывают воды, фильтрующиеся в оросительной сети. Выше, в главе о вторичном засолении почв, рассмотрены примеры, иллюстрирующие роль потерь на фильтрацию в каналах в питании, подъеме и режиме грунтовых вод.

В среднем можно принять, что до 40—50% головного водозабора теряется в системах на фильтрацию и питание грунтовых вод, вследствие чего этот фактор, наряду с поливами, имеет решающее значение в водном режиме орошаемых территорий, составляя бо́льшую часть приходных статей водного баланса. Наши подсчеты для Голодной Степи показали, что, например, для условий 1940 г. питание грунтовых вод за счет потерь на фильтрацию составляют 55% всех поступлений, в то время как на долю остальных статей прихода падает 45%.

По подсчетам С. Л. Миркина, в условиях Мургаба фильтрация в сети дает до 4 800 м³/га за год поступлений в грунтовые воды. По данным же И. А. Шарова поступления за счет фильтрации в сети в условиях Голодной Степи, Хорезма, Вахша выражаются величинами 2400—6900—3500 м³/га ежегодно.

Вдоль каждого канала, функционирующего в орошаемом районе, образуется зона увлажненных и насыщенных почти до полевой влагоемкости почв, испаряющих влагу через свою поверхность. Образование этой полосы капиллярно-увлажненных почв вдоль каналов обязано как горизонтальному перемещению капиллярных вод в сторону от канала, так и вертикальному восходящему движению капиллярных растворов от грунтовых вод, питаемых и поднятых фильтрационными водами работающего ирригационного канала (рис. 6, 9).

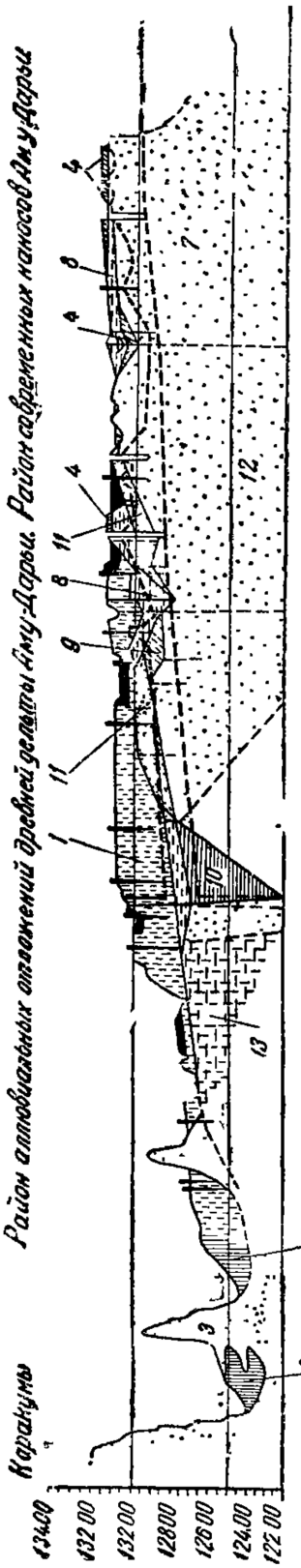


Рис. 4. Питание р. Аму-Дарья грунтовых вод прилегающих территорий в ее нижнем течении.

Условные обозначения:

Культурно-ирригационные наносы: *1* — суглинки бурые супесчаные или плотные, с черепками; *2* — глины красновато-бурые (ирригационные наносы); *3* — пески оранжево-желтые. Современные наносы р. Аму-Дарьи; *4* — супеси серые тонкослоистые, рыхлые; *5* — суглинки бурые, рыхлые; *6* — пески серые тонкозернистые илистые; *7* и—*12* — пески стальносерые. Древнеаллювиальные наносы р. Аму-Дарьи; *8* — суглинки бурые, плотные; *9* — суглинки бурые, серые; *10* — глины бурые, плотные; *11* — пески серые, тонкозернистые, илистые; *13* — третичные пески плотные глинистые или рыхлые песчаники серовато-желтые. ■ солончаки, || каналы, — — — грунтовые воды.

Сложность и многогранность процессов распределения ирригационной воды в районах орошения приводит к исключительной сложности и пестроте водного режима почв в орошаемых районах, в отличие от районов неорошаемых. Таким образом, влияние вод, фильтрующихся через ирригационную сеть, коренным образом изменяет естественный баланс и режим грунтовых вод оазиса.

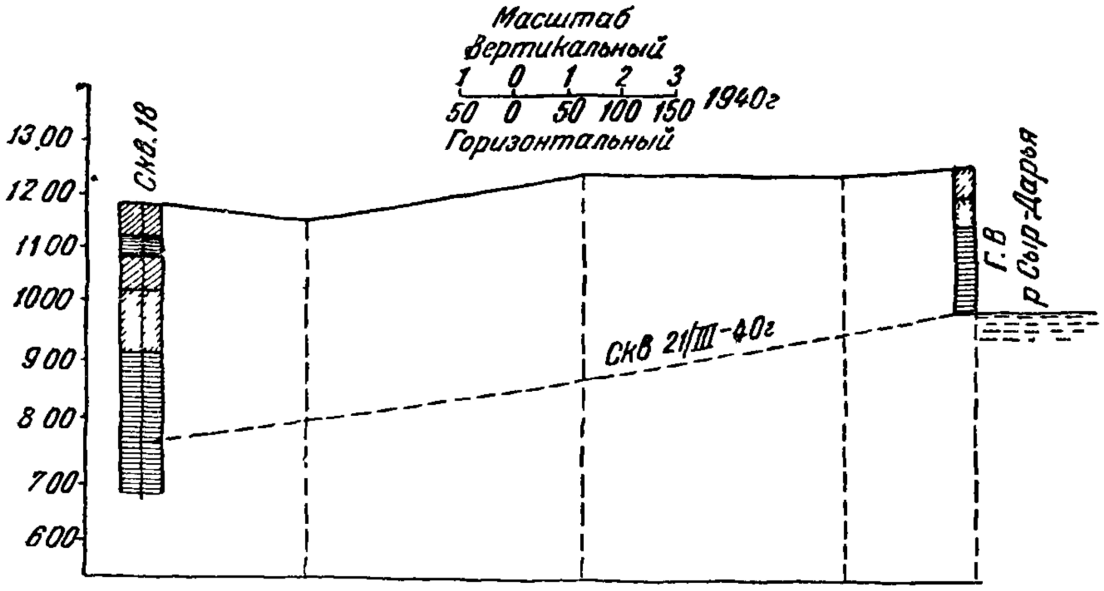


Рис 5. Питание р Сыр-Дарья грунтовых вод прилегающих территорий в ее нижнем течении.

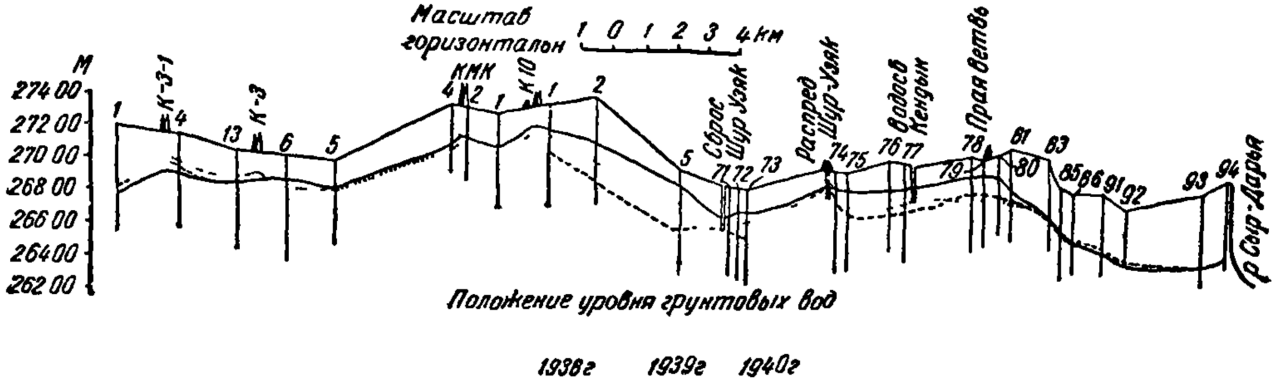


Рис. 6. Питающее влияние ирригационных каналов Голодной Степи на грунтовые воды (Крылов)

Так как максимальные расходы оросительных вод в ирригационных системах приходятся на самые жаркие периоды года — июнь, июль, август, —то и питание грунтовых вод под влиянием работы ирригационной системы приходится на эти месяцы максимальных температур и максимального испарения.

Следует также отметить широко распространенные в ирригационных системах случаи питания грунтовых вод путем фильтрации из дренажных и коллекторных каналов при переполнении их сбросными водами, а также вследствие зарастания болотной растительностью и образования различного рода перемычек и завалов, затрудняющих сток и создающих подпор.

В этих условиях, вследствие нарушения правил эксплоатации, дренажно-коллекторные сооружения снижают или утрачивают свое значение в отводе грунтовых вод и играют отрицательную роль, питая их. Это является обычно следствием неправильного использования дренажно-

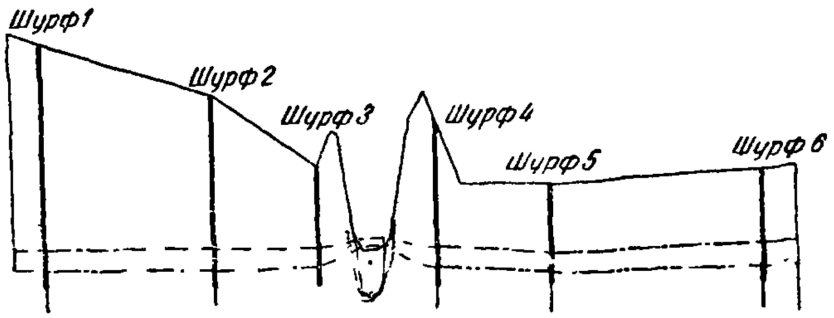


Рис. 7. Питающее влияние коллектора Шурузяк в Голодной Степи на грунтовые воды (Крылов).

коллекторной сети, когда в нее сбрасываются избыточные оросительные воды, что в особенности имеет место при культуре риса и при неправильно организованных промывках.

На рис. 7, 9 показаны поперечники через коллектор, переполненный сбросными водами и питающий грунтовые воды.

Влияние фильтрации из водохранилищ. Большое влияние на водный режим почв орошаемых территорий оказывают также искусственные водохранилища. Широко распространенные в Средней Азии бытовые водохранилища для целей домашнего водоснабжения, так называемые хаузы, являются источниками круглогодового питания грунтовых вод. Такое же влияние оказывают широко распространенные в Поволжье и в степях Северного Кавказа пруды, сооружаемые обычно в верховьях различных балок и оврагов и питающиеся водами местного стока.

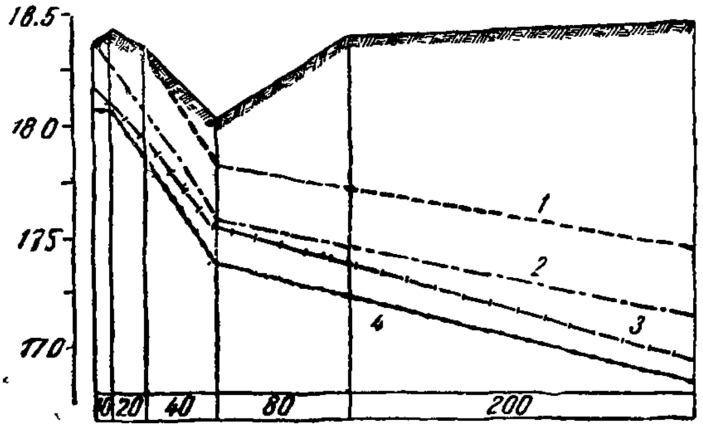


Рис. 8. Питающее влияние водохранилища на грунтовые воды на территории Валуйской мелиоративной станции (Лопато):

1 — 26 июня после 1-го полива; *2* — 27 июля после 2-го полива; *3* — 23 августа после 3-го полива; *4* — 23 сентября — осенний период.

Ю. Г. Лопато, исследуя значение главного водохранилища Валуйской опытно-мелиоративной станции в питании и режиме грунтовых вод, показал, что влияние водохранилища распространяется в интенсивной степени на расстоянии до 40 м и в ослабленном — на расстоянии до 250—300 м. Разница в уровне грунтовых вод при этом достигает 1—1,5 м, (рис. 8).

Еще большее влияние на питание и режим (подпор) грунтовых вод прилегающих территорий должны оказывать такие гигантские плотины.

как строящаяся Фархадская на Сыр-Дарье и проектировавшаяся на Волге Камышинская плотина.

Такое же отрицательное значение в питании и режиме грунтовых вод имеют в районах орошения сбросные озера и болота. Исследования П. А. Керзума и О. А. Грабовской в долине р. Вахш показали, что существующая в южной части Кургантюбинского орошаемого массива Каралангская низина, служившая приемником сбросных вод, являлась мощным источником систематического питания грунтовых вод прилегающих массивов. Так, осенью 1936 г. грунтовые воды в районе самой Каралангской низины выступали на поверхность, окружающие же низину пространства были окаймлены поясом с залеганием грунтовых вод на глубине 0—50 см. По периферии депрессии грунтовые воды залегали соответственно на глубине 50—100, 100—150 см и д.

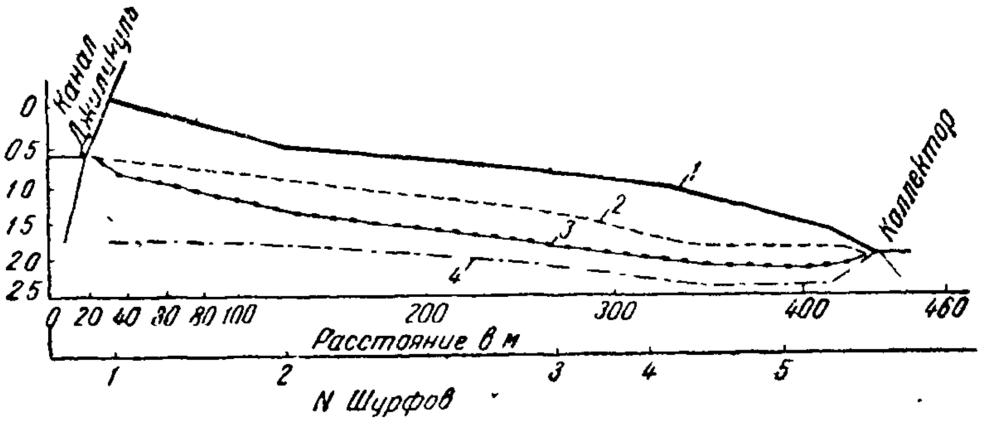


Рис. 9. Питающее влияние канала Джиликуль и коллектора на грунтовые воды в долине р. Вахш (Беспалов):

1 — поверхвость земли; *2* — уровень воды 4 апреля; *3* — уровень воды 31 марта и 15 мая; *4* — уровень воды 5 февраля.

Подобного типа сбросные озера и болота широко распространены по периферии левобережных орошаемых массивов Ферганы и в особенности в центральных частях Ферганской долины, на периферии Бухарского и Каракульского оазисов в озеровидных впадинах, в Сардобинской впадине Голодной Степи, всюду играя большую отрицательную роль в питании и поддержании высокого уровня грунтовых вод.

Влияние оросительных, промывных и сбросных вод. В орошаемом земледелии на первое место в числе факторов, определяющих режим почвенно-грунтовых вод, выступают воды поливные, сбросные, а также применяемые для промывок. Вода создает в орошаемых почвах совершенно специфический водный режим, не имеющий ничего общего с естественным. Каждый полив доставляет в почву не менее 800—1 000 м³/га воды, т. е. слой 80—100 мм. Иногда же вследствие недостатков поливной техники поливные нормы достигают 1 500—1 700 м³/га. Поливы, как правило, вызывают глубокое промачивание почвы на 1,5—2 м. В течение вегетационного периода число поливов достигает в различных районах орошаемого земледелия СССР 2—3, 5—7, а иногда 10—12, следуя друг за другом через промежутки в 10—20 дней.

Осенне-зимние, так называемые профилактические и запасные поливы производятся нормами в 2 000—2 500 м³/га. Еще более значительное воздействие оказывают на водный режим почв промывки, производимые нормами 5 000—8 000 м³/га и больше в несколько приемов; они вызывают не только сквозное промачивание и заполнение почвенных горизонтов влагой до состояния предельной полевой влагоемкости, но за счет фильтрации и накопления избыточной гравитационной воды заполняют всю свободную скважность почв, поднимая уровень грунтовых вод на 1—1,5 м. Известно, что если поливная норма по своей величине даже и не превышает дефицита влажности почв до ее предельной полевой влагоемкости, то фильтрация поливной воды в подпочвенные горизонты и в грунтовые воды все же не исключается, хотя она выражается при этом лишь небольшими величинами. Полное исключение потерь поливной воды при нормах, рассчитанных по дефициту до полевой влагоемкости, невозможно потому, что, как следует из учения Лебедева, поливная вода, повышая влажность почв до величин более максимальной молекулярной влагоемкости, в случае с глубокими грунтовыми водами вызывает медленное нисходящее движение воды в подпочвенные горизонты, а в случае с близкими (3—4 м) грунтовыми водами, наращивая капиллярную кайму сверх свойственной данному грунту высоты ее поднятия, вызывает капиллярный сброс. Чем ближе к поверхности лежит уровень грунтовых вод, тем сильнее будет выражено проявление капиллярного сброса. В тех же случаях, когда количество поливной воды превышает дефицит влажности до предельной влагоемкости, питающее влияние поливов усиливается еще больше.

В практической обстановке орошаемого земледелия имеют место случаи неправильного орошения нормами, намного превышающими дефицит до полевой влагоемкости, что и ведет при каждом поливе к систематическому питанию грунтовых вод избыточными поливными водами.

Средняя величина полевой влагоемкости (водоудерживающей способности) почв суглинистого механического состава выражается пределами 2 500—3 500 м³/га.

В иссушенной перед поливами почве дефицит содержания воды до ее предельной влагоемкости в толще до 1 м выражается 700—800 м³/га и редко 1 000—1 200 м³/га. Существующие же в орошаемых районах практические поливные нормы иногда в полтора—два раза, а для запасных и профилактических поливов — в три раза превышают дефицит до полевой влагоемкости и вследствие этого являются мощным источником пополнения и повышения уровня грунтовых вод.

Решающее значение при этом имеет способ полива. Полив по бороздам инфильтрацией, осуществляемый сравнительно небольшими нормами и в особенности рассчитанный по дефициту до предельной полевой влагоемкости, увлажнит почву лишь до верхнего предела ее водоудерживающей способности или несколько больше. В этом случае питание грунтовых вод за счет капиллярного сброса и фильтрации будет наименьшим.

Полив напуском и тем более затоплением, неизбежно осуществляемый большими нормами воды, влечет за собой увлажнение почвы выше

ее водоудерживающей способности, что вызывает движение избыточных вод в нисходящем направлении, пополнение и подъем грунтовых вод. Отсюда возникает важнейшее профилактическое мероприятие в борьбе с засолением почв — всемерное сокращение поливных норм, повсеместное введение полива по бороздам, точность и равномерность поливов.

Мезо- и микрорельеф имеет также большое значение в распределении поливной воды и в степени увлажнения почвы. Понижения микрорельефа на поле получают всегда относительно большее количество воды и оказываются в большей степени увлажненными или переувлажненными.

Однако и при поливах по бороздам имеет место известная неравномерность в распределении воды и увлажнения почвы. Наиболее увлажненными оказываются после полива верхние части борозды, куда поступает вода и где она проходит наиболее продолжительное время. Концевые части борозд при этом остаются менее увлажненными.

В условиях резко выраженных уклонов и повышенных скоростей движения поливной струи в борозде (что, конечно, нежелательно) верхние части поля оказываются недостаточно увлажненными, а концевые части борозд и поливных карт, расположенные в депрессиях рельефа, оказываются переувлажненными и заболоченными.

Начало и разгар поливного периода вызывают в ирригационной системе энергичный общий подъем уровня грунтовых вод даже на неорошаемых территориях, удаленных от оазиса. Этот подъем обязан совокупному влиянию фильтрации воды через сеть ирригационных каналов, передаче гидростатического давления, а также фильтрации избыточных количеств оросительной воды. Вследствие этого в режиме грунтовых вод происходят глубокие изменения. Не только повышается их общий уровень, но и смещаются характерные аспекты. Обычный для Средней Азии весенний максимум стояния уровня грунтовых вод растягивается на лето или дополняется вторым — ирригационным максимумом в июле—августе, что вследствие совпадения с разгаром сухости и испарения весьма способствует засолению почв.

Каждый полив вследствие превышенного им дефицита до полной влагоемкости почвы и потерь на фильтрацию во внутрихозяйственной ирригационной сети, в свою очередь, вызывает частный пик подъема грунтовых вод.

Таким образом, под влиянием поливов возникает своеобразный тип режима грунтовых вод, резко отличающийся от естественного смещением максимума на время разгара оросительного периода и образованием частных пиков уровня, соответствующих числу и величине поливов (рис. 10, 11).

Особо необходимо отметить отрицательную роль в водном режиме орошаемых почв так называемых «сбросных вод», т. е. избыточно забираемых на поля и неиспользованных при поливах оросительных вод, сбрасываемых затем на неосвоенные нижележащие территории или в коллекторы. Влияние сбросных вод на водный режим почв, естественно, исключительно отрицательное. Сбросные воды, пройдя транзитом через орошаемое поле, собираются в понижениях мезорельефа, увлажняя почву до состоя-

ния заболоченности, повышая уровень грунтовых вод и создавая очаги засоления, заболачивания и развития малярийного комара. Количество сбросных вод особенно велико на периферических частях оазисов, где они накапливаются к концу оросительного периода, обусловливая нарастание уровня грунтовых вод и влажности почв.

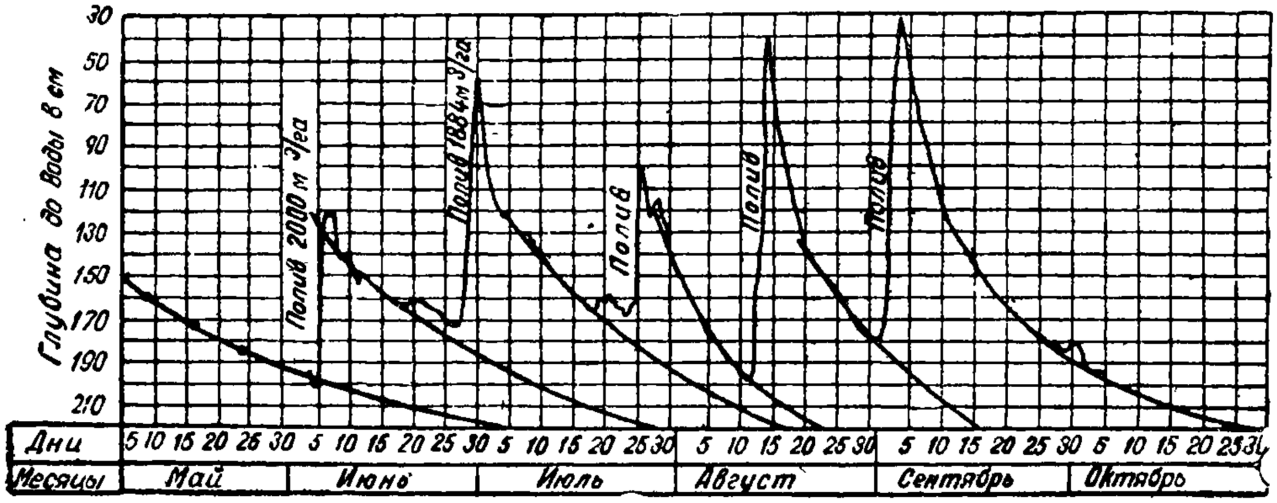


Рис. 10. Типичный график колебания уровня грунтовых вод под влиянием орошения (по Крылову).

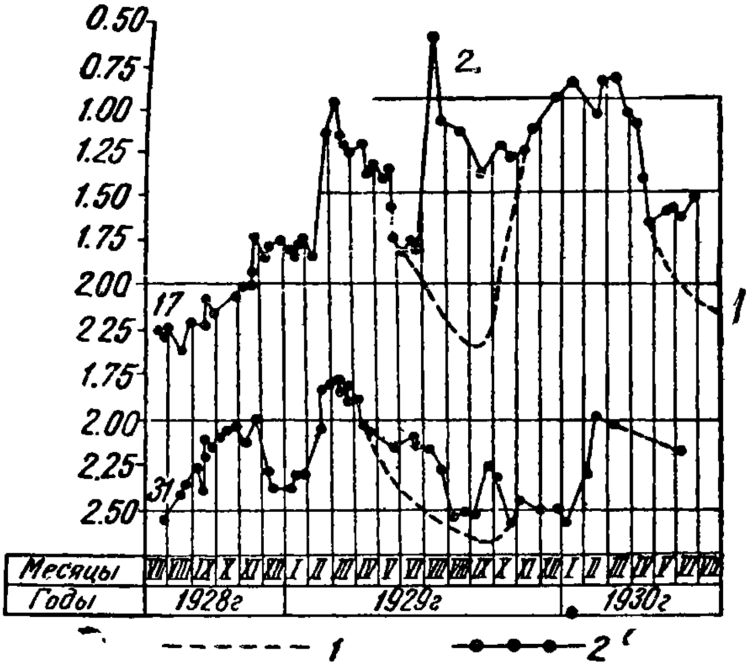


Рис. 11. Предполагаемый естественный и обусловленный влиянием поливов графики режима грунтовых вод (по Шмидту):

1 — предполагаемый естественный ход колебаний уровня грунтовых вод; *2* — колебания уровня грунтовых вод при орошении.

Таким же мощным фактором воздействия на водный режим почв является культура риса. При орошении риса практикуются оросительные нормы не менее 20 000, а чаще до 40 000—60 000 м³/га. Образование временных водоемов на полях риса в продолжение нескольких месяцев вызывает образование широкой (300—500 м) зоны высокого уровня грунто-

вых вод, сопровождающейся зоной капиллярно-увлажненных почв, интенсивно испаряющих с поверхности воду.

Влияние грунтового увлажнения почвы. В водном режиме почв играет решающую роль характер взаимоотношения почвенного профиля с грунтовыми водами.

Этот признак положен в основу классификаций типов почвообразования многими крупными исследователями.

Почвообразовательный процесс—и в особенности процесс засоления и рассоления—идет в диаметрально противоположную сторону в зависимости от того, находятся ли почвы в состоянии грунтового увлажнения, т. е. в постоянной связи с грунтовыми водами, или утратили связь с грунтовыми водами и грунтового увлажнения не испытывают.

В первом случае будет иметь место гидроморфный или гидрогенный тип почвообразования, для которого характерно развитие засоления, во втором случае—различные варианты элювиального почвообразования, для которого типичным являются вынос веществ и рассоление.

В орошаемом земледелии в большинстве случаев мы встречаемся с почвами, находящимися в той или иной степени под воздействием грунтовых вод и испытывающими грунтовое увлажнение. Лишь в сравнительно редких случаях (Приташкентский оазис, высокие террасы Ферганской долины, долин рр. Вахша и Зеравшана) орошаемые почвы, благодаря естественной дренированности территории и интенсивному оттоку избыточных вод, не испытывают грунтового увлажнения и находятся в типичных элювиальных условиях.

Имеющийся в нашем распоряжении материал полевых, стационарных и экспедиционных исследований позволяет принять, что грунтовые воды не участвуют непосредственно в почвообразовательном процессе при глубинах больше 6—7 м. Почвы испытывают при этом лишь элювиальное увлажнение. При меньшей глубине грунтовые воды начинают принимать непосредственное участие в почвообразовательном процессе, расходуясь вначале на десукцию (при 4—5 м), а при глубине 2—3 м и на испарение в возрастающей по мере приближения грунтовых вод к поверхности почв степени. Необходимо различать при этом два раэличных случая:

а) поверхностные почвенные горизонты связаны с грунтовыми водами, лежащими в течение большей части года выше критической глубины, — капиллярное увлажнение;

б) почвенный профиль связан с грунтовыми водами, лежащими бо́льшую часть времени года на глубине, превышающей критическую, — пленочно-капиллярное увлажнение.

В первом случае капиллярная кайма растворов, восходящих от грунтовых вод, совмещается с дневной поверхностью почвы, и испарение почвенных вод протекает с поверхности ме́нисков воды, заполняющей капилляры. Скорость движения капиллярных растворов, заполняющих как тонкие, так и широкие капилляры, при этом велика, соответственно и скорость испарения та́кже высокая.

Во втором случае над грунтовыми водами залегает кайма капиллярных вод мощностью до 2—3 м, постепенно переходящая в оболочку пленочно-капиллярной воды, мощность которой, в свою очередь, может достигать 1—2 м. Соответственно испарение почвенных вод в этом случае будет протекать как с менисков и водных пленок, доходящих до дневной поверхности почвы, так и, главным образом, с поверхности капиллярных менисков и пленок в воздух почвенных горизонтов, лежащих непосредственно над капиллярно-увлажненной каймой почвы (внутрипочвенное испарение).

Скорость восходящего движения растворов при этом будет несравненно меньше, чем в первом случае, так как она замедляется большой высотой капиллярного подъема, медленностью движения воды в тонких порах, а также в форме нитей и пленок.

Оба эти случая грунтового увлажнения почв водой имеют место как в естественных неорошаемых условиях, так и в условиях орошения.

В неорошаемых условиях капиллярное грунтовое увлажнение почвы характерно для солончаков, а также для некоторых болотных и луговых почв. Пленочно-капиллярное грунтовое увлажнение почв характерно для так называемых солончаковатых солонцов, имеющих подсолонцовое засоление (В. Ковда), и для лугово-степных почв.

Режим влажности почв по типу капиллярного грунтового увлажнения широко представлен в орошаемых оазисах, имеющих грунтовые воды на глубине около 3 м и меньше. Массивы, имеющие грунтовые воды на глубине 4—6 м, должны быть отнесены по характеру связи почв и грунтовых вод к типу пленочно-капиллярного грунтового увлажнения.

В соответствии с тремя основными типами увлажнения почв, мы сталкиваемся с тремя типами профиля влажности в почвах.

В почвах элювиального увлажнения профиль влажности в весеннее время будет характеризоваться некоторым максимумом влажности в верхних, смоченных атмосферными водами горизонтах почвы и постепенным уменьшением влажности с глубиной.

В почвах пленочно-капиллярного грунтового увлажнения на тот же период профиль влажности будет построен: горизонтом капиллярно подвешенной воды с уменьшающейся с глубиной влажностью; горизонтом пленочной воды с пониженной влажностью в промежуточных слоях профиля и горизонтом капиллярной воды с медленно возрастающей влажностью в направлении к грунтовым водам в нижних частях профиля почвы.

В почвах капиллярно-грунтового увлажнения будет наиболее простой тип профиля влажности. Зона капиллярно-подпертой воды, питаемая грунтовыми водами, будет начинаться от поверхности почвы и характеризоваться постепенным увеличением влажности с глубиной в направлении к грунтовой воде.

Эти три типа профиля влажности почвы соответствуют трем типам режима влажности почвы как в неорошаемых, так и в орошаемых условиях.

Запасы влаги в почвах грунтового увлажнения тесно связаны с глубиной залегания грунтовых вод.

Так, для Голодной Степи установлено, что зависимость эта носит прямолинейный характер.

На рис. 12 видно, что в лёссовых сероземах при глубине залегания грунтовых вод 300 см на весенний период запас влаги в почвах достигает величины предельной полевой влагоемкости — 11 500 м³/га — в толще над грунтовой водой.

При больших глубинах залегания грунтовых вод запасы влаги в 3,5-м слое почвы закономерно уменьшаются до 10 000 м³/га при залегании грунтовых вод на глубине 400 см и до 9 900 м³/га при глубине 500 см.

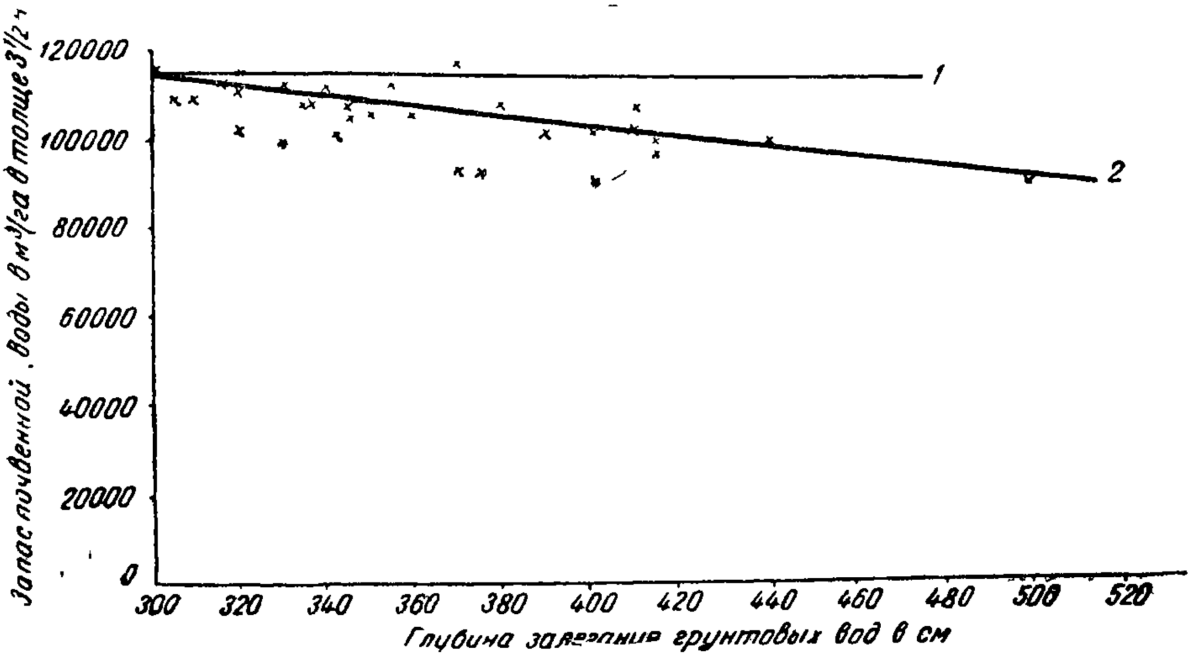


Рис. 12. Зависимость запаса воды в почвах совхоза Пахта-Арал от глубины залегания грунтовых вод:

1 — предельная полевая влагоемкость (11 500 м³/га); *2* — запас влаги в 3.5-м слое почвы в м³/га

Необходимо отметить исключительно высокую активность грунтов Голодной Степи, выражающуюся в том, что снижение глубины залегания грунтовых вод на 2 м уменьшает запас грунтовых вод всего лишь на 600—800 м³/га.

Если принять, что амплитуда колебания уровня грунтовых вод в почвах, имеющих капиллярное грунтовое увлажнение вод, достигает 1—2 м, можно считать, что расход грунтовых вод на испарение и транспирацию, учтенный таким грубым способом путем прохождения через толщу почвенных горизонтов, лежащих над грунтовой водой, при водоотдаче 10% достигает 100—200 мм или 1 000—2 000 м³/га, не считая грунтовой воды, приходящей со стороны, что крайне трудно учесть.

При амплитудах уровня грунтовых вод, свойственных почвам пленочно-капиллярного грунтового увлажнения, 30—50 см, величина учтенного этим путем поступления влаги от грунтовой воды будет при тех же показателях достигать лишь 30—50 мм или 300—500 м³/га.

Наблюдения за динамикой влажности и уровня грунтовых вод, проведенные нами на орошаемых сероземах Пахта-Арала, показали, что учтенное грунтовое питание почв составляет в 1939 и 1940 гг. до 4000 м³/га в течение лета и осени. Аналогичные наблюдения Николаева в долине р. Вахш установили, что грунтовое питание хлопкового поля за вегетационный период составляет при глубине грунтовых вод около 3 м от 2 000 до 8000 м³/га.

б) Расходные статьи режима почвенно-грунтовых вод

Влияние испарения. Испарение воды с поверхности и внутри почвы является одним из важнейших факторов, управляющих водным режимом почв и способствующих засолению их.

Испарение влаги из почвы определяется дефицитом влажности воздуха, температурой воздуха и почвы, движением приземного слоя воздуха, рельефом, экспозицией, влажностью почвы, густотой ее растительного покрова, состоянием структуры поверхности почвы, а также глубиной уровня грунтовых вод.

Интенсивность испарения почвенной влаги повышается: близостью уровня грунтовых вод, увеличением дефицита влажности и температуры воздуха, увеличением влажности и бесструктурности почвы, неровностями рельефа поверхности и плохой разделкой поля.

Снижают испарение воды из почвы: опускание уровня грунтовых вод, притенение поверхности густой растительностью, придание пахотному слою комковато-зернистой структуры, планировка и тщательная разделка поля, рыхление почвы с поверхности.

Такие мероприятия, как полезащитные лесные полосы, снижая скорость ветра и сухость воздуха, также могут способствовать успешному снижению испарения. Фактическое испарение влаги из элювиальных почв степей и пустынь в естественных условиях (черноземы, каштановые, сероземы) невелико и определяется разностью величин атмосферных осадков и стока, о чем можно судить по данным Иванова (1940) (табл. 3).

Таблица 3

Фактическое суммарное испарение в основных природных зонах СССР

Пустыни	100—200 мм в год
Полупустыни	180—200 » » »
Степи	240—450 » » »
Область лиственных лесов	260—460 » » »
Область хвойных лесов	200—300 » » »

Подобные размеры испарения почвенно-грунтовых вод сами по себе вызвать какое-либо засоление почв не могут. Но так как величина испарения зависит от степени увлажненности почв, то, очевидно, что для почв грунтового увлажнения (солончаки, луговые) приведенные цифры совершенно не характерны, не отвечают действительности и не объясняют причин соленакопления. В этих случаях истинной величине испарения воды из почвы грунтового увлажнения больше соответствует величина испаряю-

щей способности с водной поверхности, определяемая по Вильду. Чем больше увлажнена при этом почва за счет полива или капиллярного подтока воды снизу, чем быстрее восполняется испаряемая вода, тем бо́льших размеров может достигнуть фактическое испарение влаги из почвы в условиях климата пустынь или полупустынь.

Так, например, когда поверхностный слой почвы увлажнен до 90—100% от полевой влагоемкости, испарение воды с ее поверхности превышает испарение с открытой водной поверхности на 20—40% (Познышев, 1939, Фабрикант, 1940). Это, очевидно, объясняется тем, что температура поверхности почвы обычно в летнее время значительно выше, чем температура воды.

Отсюда следует, что в почвах, находящихся под влиянием капиллярного грунтового увлажнения и имеющих близко залегающие к поверхности грунтовые воды (солончаки, луговые почвы), фактическое испарение по своим размерам будет, таким образом, приближаться к испарению с поверхности воды. В этих случаях для представления о величине испаряющихся почвенных вод можно пользоваться показателями испарения с метеорологических станций.

В почвах, находящихся под влиянием пленочно-капиллярного грунтового увлажнения, величина испарения влаги с поверхности почвы будет несравненно меньшей, так как скорость движения растворов от грунтовых вод на бо́льшую высоту здесь чрезвычайно мала. Кроме того, испарение с поверхности почв здесь будет иметь подчиненное значение, поскольку лишь небольшая часть почвенной влаги будет в состоянии успевать дойти до поверхности почвы, перехватываясь на глубине внутрипочвенным испарением.

Для почв пленочно-капиллярного грунтового увлажнения будет характерна пониженная величина фактического испарения, слагающегося из испарения просочившихся атмосферных осадков или поливной воды и частью из медленно восходящих пленочно-капиллярных растворов снизу на некоторой глубине от поверхности почвы. Эта величина представляет результанту скорости просыхания почвы сверху и скорости восходящего движения пленочно-капиллярных растворов. На этой глубине будет происходить засоление почвы.

Наименьшие величины испарения будут характерны для почв элювиального увлажнения, совсем не имеющих грунтового подпитывания снизу. В них испарение будет интенсивным лишь первые периоды максимального насыщения почвы атмосферной или поливной водой; в последующем скорость испарения будет постепенно затухать по мере уменьшения влажности почвы и по мере просыхания почвы вглубь.

Поливы чрезвычайно усиливают испарение воды из почвы, особенно в первые 3—5 дней после полива, когда испаряется до 60—70% поданной на поле воды, а испаряемость в сутки достигает в июле — августе 100—150 м³/га.

Однако по мере подсыхания почвы испарение резко сокращается. Обычно все же летом через 10—15 дней после полива происходит полное испарение поданной поливной воды.

Культивация и кетменевание сильно снижают испарение полем воды. О динамике испарения воды после полива и предохраняющей роли рыхления почвы можно судить по следующим данным Петрова, полученным в Голодной Степи (табл. 4).

Таблица 4

Потери воды полем из 2-метрового слоя почвы (в м³/га)

Поверхность и обработка	После полива через			
	3 дня	7 дней	24 дня	30 дней
По пару				
Без рыхления . . .	682	1 192	1 500	1 500
С рыхлением	662	872	1 231	1 301
По хлопчатнику				
Без рыхления . . .	—	1 213	1 500	1 500
С рыхлением	—	791	1 338	1 443

Примечание. Глубина грунтовых вод 3,5—4 м.

Познышев по данным Ершевского стационара принимает, что если испарение в 1-й день после полива считать за 100%, то уменьшение испарения выразится в последующие дни таким рядом цифр: 2-й день—70—90%, 3-й день —60—70%, 4-й день — 40—60%, 5-й день — 30—40%, 6-й день — 20—30%, 7—9-й дни 20%, 10-й день — 15%. Большую роль при этом будут играть условия погоды и времени года, физическое состояние поверхности поля (образование трещин увеличивает испарение), покров растений.

Под пологом густого хлопчатника и люцерны создается свой микроклимат, отличающийся большей влажностью воздуха, меньшей температурой и меньшей скоростью движения ветра. Все это ослабляет испарение воды под пологом растительности (табл. 5).

Таблица 5

Влияние растительного покрова на понижение испарения с открытой поверхности воды (Данные Шилина)

Месяцы	Открытая пашня		Под хлопчатником		Скорость ветра в м/сек	
	испарение мм/сутки	$t°$	испарение мм/сутки	$t°$	открытая пашня	под хлопчатником
V	9,4	25,3	—	—	—	—
VI	12,3	34,6	12,0	32,9	—	—
VII	12,6	36,3	9,8	35,1	1,8	0,9
VIII	10,4	31,1	3,1	31,1	1,2	0,0
IX	6,1	22,6	1,7	17,0	1,0	0,2
X	3,9	12,5	1,5	9,7	1,6	0,7

В течение вегетационного периода величина испарения воды из почвы в основном определяется, кроме влажности почвы, метеорологическими элементами (температурой и дефицитом влажности воздуха). Соответственно среднесуточное испарение из увлажненных почв, имеющих глу-

бокие грунтовые воды, в условиях Средней Азии колеблется в пределах (в м³/га):

Весной	10—15
Летом	30—35
Осенью	15—20
Зимой	3—5

В условиях орошаемого хозяйства водный режим почв исключительно осложнен влиянием поливов, промывок, боковым подтоком со стороны и, особенно, восходящим увлажнением от грунтовых вод. Почва значительную часть вегетационного периода увлажнена до состояния, близкого к ее полевой влагоемкости, когда скорость передвижения почвенных растворов весьма велика. Создаются условия, способствующие сильному увеличению испарения воды из почвы. Соответственно и величина фактического суммарного испарения почвенно-грунтовых вод в почвах орошаемых районов вырастает до громадных размеров, иногда порядка 15 000—20 000 м³/га способствуя интенсивному соленакоплению.

Особенно большую роль при этом играет уровень грунтовых вод, так как, начиная с глубин 2,0—2,5 м и меньше, их расход на испарение через почву чрезвычайно возрастает.

Экспериментальные исследования зависимости между глубиной залегания грунтовых вод и расходом их на испарение, проведенные на лизиметрах и в естественных условиях, установили, что в среднем примерно с глубины 2,5—3,0 м расход грунтовых вод на испарение практически прекращается. Естественно, это зависит в большой степени от механического состава и структуры почв, покрывающих горизонт грунтовых вод.

Так, например, из данных Конькова, Крылова, Плотникова, Беседнова и наших, приводимых ниже, глубина, с которой прекращается испарение грунтовых вод, колеблется в зависимости от характера грунтов в следующих пределах:

Голодностепские лёссы	3,5—4 м
Голодностепские суглинки	3 м
Ферганские тяжелые суглинки	2 »
Северомуганские слоистые суглинки	2 »
Южномуганские сверхтяжелые глины	1,3 м.

Исследованиями в Калифорнии (цитировано по Приклонскому) установлено также отсутствие испарения с поверхности песчаной почвы при глубине залегания грунтовых вод больше 1,2 м. Слабое испарение отмечалось для песчаной почвы при глубине грунтовых вод около 0,6 м. В суглинистых грунтах скорость и величина расходования грунтовых вод на испарение возрастает в связи с большей быстротой капиллярного передвижения растворов, свойственной суглинистым и, особенно, лёссовым грунтам. По исследованиям Мильфордской опытной станции (рис. 13) заметное испарение грунтовых вод начинается с глубины 100—130 см, хотя слабые

признаки испарения грунтовых вод обнаруживаются уже и при глубине 150—180 см.

Интенсивно испаряются грунтовые воды при глубине меньше 50 см, когда капиллярная кайма полностью смачивает профиль почвы. По этим же данным расход грунтовых вод на испарение составлял:

При глубине грунтовых вод 1,5 м	67 мм	(июль — октябрь)
» » » » 90 см	91 »	
» » » » около 30 см . .	257 »	(июнь — октябрь)

Сходные цифры получены Ф. П. Саваренским в Муганской степи. За июнь с поверхности почвы испарилось:

При глубине грунтовых вод 50 см	15,8 мм
» » » » 25 »	60,55 »
» » » » 10 »	186,31 »

В наиболее развернутой форме изучалось влияние глубины уровня грунтовых вод на их испарение для условий Центральной Ферганы Б. С. Коньковым (1938). Как можно видеть из данных сводной табл. 6, заимствованной нами из материалов Б. С. Конькова, величина испарения грунтовых вод при глубине их уровня 0,5 м колеблется на почвах без растительного покрова в пределах 2 538—3 542 м³/га. Снижение уровня грунтовых вод на 0,5 м уменьшает испарение на 60—65%, а снижение на 1,0 м уменьшает испарение на 80—85%. На глубине около 2,0 м испарение практически прекращается (тяжелые ферганские почвы). Испарение грунтовых вод в засоленных почвах было в среднем на 25% меньше, чем в почвах незасоленных, что можно объяснить защитным влиянием образующейся на поверхности солевой корки, а также снижением испаряемости концентрированного почвенного раствора. Месяцами наиболее интенсивного испарения являются июль и август.

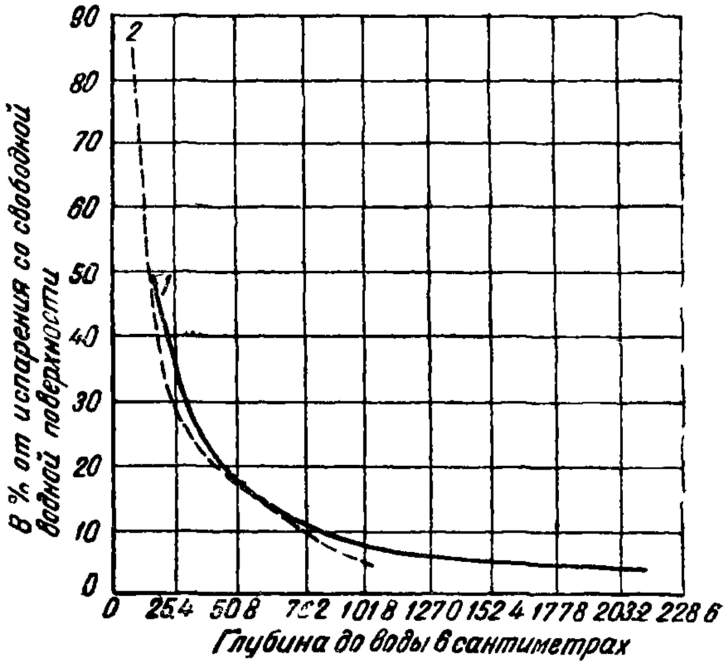


Рис. 13. Зависимость испарения грунтовой воды от глубины ее залегания (Мильфордская опытная станция).

Исследования, проведенные инж. П. К. Плотниковым для Муганской степи, установили, что расход грунтовых вод на испарение на глинистых аллювиальных почвах Мугани начинается при глубине залегания их на 200 см.

Таблица 6

Величины испарения воды почвами и транспирации ее растительным покровом в зависимости от глубины залегания грунтовых вод
(данные Б. С. Конькова)

Схемы	Глубина залегания грунт. вод в м	Количество испарившейся воды	
		в м³/га	в %
Почвы залежные, сильнозасоленные, без растительного покрова	0,5	2 538	100
То же	1,0	1 020	40,2
» »	1,5	385	15,2
Почвы залежные, среднезасоленные, без растительного покрова	0,5	3 542	100
То же	1,0	1 330	37,5
» »	1,5	495	14,0
Почвы залежные, слабозасоленные, естественный растительный покров	0,5	20 265	100
То же	1,0	12 942	63,8
Почвы культурные, покров люцерна	1,0	20 450	100
То же	1,5	16 990	83,8
Почвы культурные, покров хлопчатник	1,0	6 155	100
То же	1,5	3 665	59,5

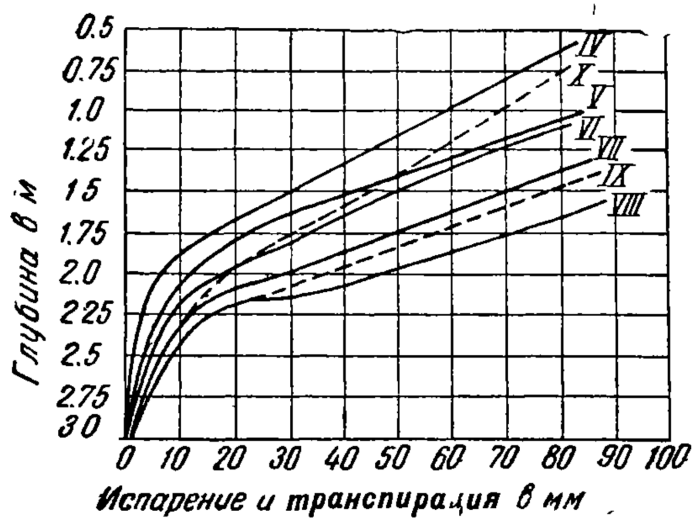


Рис. 14. Зависимость испарения грунтовых вод от глубины залегания их уровня в Голодной Степи (Крылов).

При глубине 150—160 см происходит очень резкое усиление испарения грунтовых вод. По данным Беседнова, испарение грунтовых вод на сверхтяжелых глинисто-солонцеватых почвах Южной Мугани прекращается на глубине 130 см.

Лизиметрические исследования М. М. Крылова и Н. А. Кенесарина, проведенные в Бухарском оазисе, дали также яркую картину зависимости величины испарения грунтовых вод от глубины их залегания (рис. 15, стр. 364).

При глубине 1,5 м в сутки испарялось 6,8 мм
» » 1 м » » 9,04 »
» » 0,5 м » » 12,87 »

Наибольшей интенсивности, по этим же данным, величина испарения грунтовых вод через поверхность достигает в середине дня. Правда, при близком залегании грунтовых вод — 0,5 м — значение времени суток почти не проявляется (табл. 7).

Таблица 7

Величина испарения грунтовых вод в зависимости от времени суток (в мм за час)

Глубина залегания грунтовых вод в м	Часы суток			
	0—7	7—12	12—19	19—24
1,5	0,26	0,35	0,26	0,28
1,0	0,29	0,53	0,43	0,39
0,5	0,51	0,56	0,47	0,57

Интересные исследования суммарного расхода грунтовых вод на испарение и транспирацию (что часто сочетается в природной обстановке) проведены М. М. Крыловым в Голодной Степи. Обработав детальные наблюдения за колебанием уровня грунтовых вод в скважине, расположенной в центре хлопкового поля, где, по мнению автора, отток грунтовых вод практически отсутствовал, М. М. Крылов пришел к выводу, что при глубине залегания грунтовых вод 210—220 см расход их на испарение и транспирацию за период март — ноябрь 1941 г. был равен 100—110 мм, при глубине 190—200 см за этот же период и в этих же условиях — около 190 мм и при глубине 150—160 см — около 380 мм, т. е. в три раза больше, чем при глубине 210—220 см. Таким образом, даже 10—20 см повышения уровня грунтовых вод удваивают величину их испарения (рис. 14).

Столь же эффективным будет снижение уровня грунтовых вод на каждые 10—20 см, тем более, что на глубине 3 м испарение их, по данным Крылова, не обнаружено.

Максимальный расход грунтовых вод на испарение и транспирацию, по данным Крылова, в условиях Голодной Степи приходится на середину и конец июля.

Характерны также для условий Голодной Степи цифры, полученные А. Ф. Слядневым по данным лизиметрических и стационарных исследований. Грунтовые воды на территории исследований (район Золотой Орды) залегали в среднем на глубине 100—180 см. При этих глубинах расход почвенно-грунтовых вод на испарение за период с мая по начало октября 1941 г. выражался величинами порядка 24,4—73,7 м³/га в сутки. Вероятная величина транспирации составляла примерно столько же или несколько меньше.

Как показывает табл. 8, составленная по данным А. Ф. Сляднева, величина расхода грунтовых вод на испарение в условиях Голодной Степи остается высокой и имеет тенденцию нарастать вплоть до октября. Величина же расхода грунтовых вод на транспирацию к концу сентября сильно падает, обнаруживая резко выраженный максимум в июне, июле, августе.

Расходование грунтовых вод на испарение в большой степени зависит от влажности воздуха. В сухое время года, когда почвенный воздух далек от точки насыщения его парами воды, испарение грунтовых вод будет интенсивным. Во влажное время года, когда вода атмосферных осадков заполняет почву, а приземный почвенный воздух насыщен парами, грунтовые воды практически не испаряются.

Сезонный режим уровня грунтовых вод находится в непосредственной связи при их близком залегании к поверхности с испарением влаги

Таблица 8

Расход грунтовых вод в Голодной Степи на испарение и транспирацию
(в м³/га за сутки)
(по данным А. Ф. Сляднева).

Время	Испарение + транспирация	Расход на испарение	Расход на транспирацию по разности
Дополивной период 5.V—6.VI	45,9	24,4	21,5
1-й межполивн. период 6.VI—26.VI	82,5	67,2	15,3
2-й » » 26.VI—19.VII	122,6	52,5	70,1
3-й » » 19.VII—9.VIII	140,1	72,5	67,6
4-й » » 9.VIII—1.IX	125,2	62,5	62,7
Послеполивной период 1.IX—5.X	83,2	73,7	9,5

снаружи и внутри почвы. В марте — апреле после зимне-весеннего сезонного подъема уровня грунтовых вод, по мере повышения температуры и сухости воздуха, уровень грунтовых вод обычно начинает опускаться вследствие их испарения. Скорость спада грунтовых вод в первые периоды, когда они особенно близки к поверхности, является наибольшей и может достигать в сутки 20—50 мм. В последующем, в связи с постепенным понижением глубины уровня грунтовых вод и уменьшением скорости и величины испарения грунтовых вод, интенсивность их спада замедляется до 2—3 мм. К осени, когда уровень грунтовых вод залегает на наибольшей глубине, а температура и сухость воздуха понижаются, расход грунтовых вод на испарение делается минимальным и прекращается. При питании грунтовых вод со стороны может с этого момента, несмотря на отсутствие атмосферных осадков, начаться постепенное повышение уровня грунтовых вод.

Значение испарения грунтовых вод в их режиме отчетливо иллюстрируется известными фактами общего понижения уровня грунтовых вод в годы засухи. Так, общее понижение уровня грунтовых вод отмечается для территории России в столь засушливые годы, как 1904—1905, 1910, 1911 1920 и 1921-й.

Расход почвенно-грунтовых вод на испарение играет огромную роль в орошаемом земледелии, управляя запасом и уровнем залегания грунтовых вод. Известно, что в староорошаемых районах с близкими грунтовыми водами установилось стихийное правило — не допускать сплошного освоения всей территории, оставляя, в зависимости от условий естественной дренированности, до 20—50% ее в виде пустующих неорошаемых массивов, вкрапленных в оазис. Эти неполивные массивы выполняют функцию «сухого дренажа» (В. С. Малыгин), принимая на себя грунтовые воды орошенных территорий, откуда они стекают медленными токами, и расходуя их на испарение через почву и транспирацию.

Для оценки осушающего значения пустующих внутриоазисных земель Миркин на основании советских и зарубежных материалов предложил эмпирическую таблицу зависимости суммарного испарения (с транспирацией) грунтовых вод от глубины грунтовых вод и сухости климата, приняв для условий среднесуглинистых почв, что снижение уровня грунтовых вод на 50 см снижает испарение на 50% (табл. 9).

Длительное существование подобных условий, естественно, приводит к образованию на пустующих внутриоазисных землях, играющих роль сухого дренажа, сильно засоленных почв и грунтовых вод.

В природной обстановке расход грунтовых вод в сторону одного испарения встречается сравнительно редко. Это характерно лишь для абсолютно недренированных бессточных районов, не имеющих никакого растительного покрова. Такие условия могут встречаться близ соленых озер, в районах шоровых солончаков, в соляных грязях, в солончаковых депрессиях.

Таблица 9

Зависимость испарения грунтовых вод перелогов от глубины их уровня и сухости климата
(данные Миркина).

Глубина уровня грунт. вод в м	Расход грунт. вод на испарение в м³/га при испаряемости в мм					
	2 000	1 800	1 500	1 200	1 000	800
0,0	20 000	18 000	15 000	12 000	10 000	8 000
0,5	10 000	9 000	7 500	6 000	5 000	4 000
1,0	5 000	4 500	3 750	3 000	2 500	2 000
1,5	2 500	2 000	1 800	1 500	1 200	1 000
2,0	1 200	1 000	900	700	600	500
2,5	0	0	0	0	0	0

Эти исключительные условия являются сравнительно редким случаем. Обычно встречается совместное действие факторов прямого испарения грунтовых вод и расхода их на транспирационную деятельность растительного покрова.

Даже сильно засоленные почвы в естественных условиях имеют разреженный покров галофитов, расходующих значительное количество грунтовых вод на транспирацию. То же имеет место и на орошаемых полях, где оголенные солончаковые пятна перемежаются с пятнами засоленных почв, покрытыми изреженным угнетенным покровом культурных растений и массивами хорошо развитого растительного покрова. Здесь испарение и транспирация грунтовых вод действуют совместно.

Еще шире распространены случаи совместного воздействия на режим грунтовых вод расхода их на испарение, транспирацию и подземный сток.

Транспирация почвенно-грунтовых вод растительностью. Влияние растительного покрова на водный режим почв очень сложно и включает противоречивые процессы.

Растительный покров уменьшает поступление воды в почву, задерживая выпадающие атмосферные осадки на поверхности листвы.

Растительный покров, задерживая поверхностный сток выпадающих атмосферных вод, увеличивает долю воды, фильтрующейся в толщу почвенных горизонтов.

Растительный покров интенсивно расходует воду в процессе своей жизнедеятельности на транспирацию и поэтому обусловливает интенсивное иссушение почвенных горизонтов, а, с другой стороны, растительный покров, притеняя почву, уменьшает испарение с почвы и поддерживает во влажном состоянии самые поверхностные слои.

Однако суммарное влияние растительного покрова способствует, в конечном счете, интенсивному расходованию почвенной влаги и иссушению почв.

Влияние транспирационной деятельности растительного покрова на водный режим почв будет тем больше, чем ближе к поверхности почв залегает уровень грунтовых вод. Корневая система растений, распространяясь до 20—30 м, в состоянии оказывать влияние на уровень грунтовых вод даже на этих глубинах (Приклонский). Однако при больших глубинах грунтовых вод это влияние очень невелико и будет иметь лишь подчиненное значение на фоне других, более мощных факторов их расхода (сток). Сильное влияние на режим уровня грунтовых вод растительный покров начинает оказывать лишь при глубине их залегания на 5—6 м и ближе.

С другой стороны, влияние растительного покрова на водный режим почв будет тем больше, чем больше испаряющая поверхность листьев. Так, по Морозову, поверхность листьев на 1 га площади выражается величиной: для люцерны — 85,5 га, луговых трав 22—38 га, насаждений бука в возрасте 44 лет — 7,5 га.

Отсюда следует, что луговая растительность и, в частности, люцерна обладает особенно высокой способностью воздействовать на запасы и режим почвенно-грунтовых вод путем их транспирации. Воздействие растительности на водный режим почв при прочих равных условиях будет тем сильнее, чем больше густота стояния растений на единицу поверхности поля. На участках, оголенных вследствие естественных причин или недостатков агротехники, транспирация почвенно-грунтовых вод снижается либо отсутствует, сменяясь господством испарения.

Механизм потребления растительностью почвенно-грунтовых вод может быть двояким. Корневая система растений может потреблять воду из капиллярной каймы, восходящей от грунтовых вод. Этот путь потребления почвенно-грунтовых вод и воздействия их на водный режим почв характерен в случае близких грунтовых вод для большинства травянистых растений и для культурных растений как хлопчатник, свекла, люцерна, верновые. При глубоких грунтовых водах эти растения будут потреблять

капиллярно-подвешенную воду, доставляемую осадками или поливами.

Однако существует другая группа растений, названная Майнцером Phreatophytaes, которые способны погружать свою корневую систему, подобно насосам, в грунтовые воды, непосредственно потребляя последние. К подобным растениям относится большинство галофитов, некоторые виды ив, тополя, березы, а также такие кустарники, как бузина, черника и др. Сюда же нужно отнести виды тростников, камыша и осок. Из культурных растений, повидимому, таким же типом водопотребления обладает рис.

Для характеристики транспирационной деятельности растений можно пользоваться так называемым транспирационным коэфициентом, представляющим собой отношение веса потребленной растением воды к единице веса сухого вещества, накопленного растением.

Транспирационные коэффициенты культурных растений колеблются в пределах 100—2 000, обычно выражаясь величинами 300—700.

Люцерна имеет наибольший транспирационный козффициент, порядка 1 000—1 100, сахарная свекла 260—400, пшеница 400—500, хлопчатник 350—600, злаковые травы 400—700.

В природной обстановке транспирационная деятельность растительности суммируется с испарением грунтовых вод через почву. В табл. 10 приведены данные, характеризующие испарение с поверхности оголенной почвы и испарение с поверхности почвы, имеющей растительный покров. Можно видеть, что годовое испарение с поверхности почвы, покрытой травяной растительностью, в среднем превышает в два раза испарение с почвы, не покрытой растительностью.

Таблица 10

Суммарное годовое испарение с почвы в зависимости от характера растительного покрова

Характер испаряющей поверхности	Испарение в мм при годовом количестве осадков			
	500	600	700	800
Почва без травы	209	221	234	246
Почва с травяной растительностью .	386	437	484	538
Водная поверхность	534	528	522	516

За вегетационный период при испарении с водной поверхности 869—1 300 мм растительность транспирирует до 565—1 306—1 575 мм. Некоторые же виды в состоянии транспирировать в течение года свыше 3 000 мм (Приклонский).

По наблюдениям Фислера (цитировано по В. М. Легостаеву), в течение вегетационного периода транспирируют в один день (мм):

Люцерна . . . . . 7—3,4
Пшеница . . . . . 2,8—2,6
Кукуруза . . . . . 2,8—4
Картофель . . . . . 1,4—0,74

Таким образом, действительно можно принять, что в большинстве случаев расход воды на транспирацию равен или даже превышает испарение с поверхности почвы и тем самым является одним из важнейших факторов режима почвенно-грунтовых вод.

Большинство исследователей, начиная с Высоцкого, связывает летний спад уровня грунтовых вод после их сезонного подъема прежде всего с воздействием растительности — десукцией; затем уже с испарением. Так же и подъем уровня грунтовых вод осенью до дождей после окончания вегетации растений обязан не только уменьшению испарения, но и особенно прекращению транспирации.

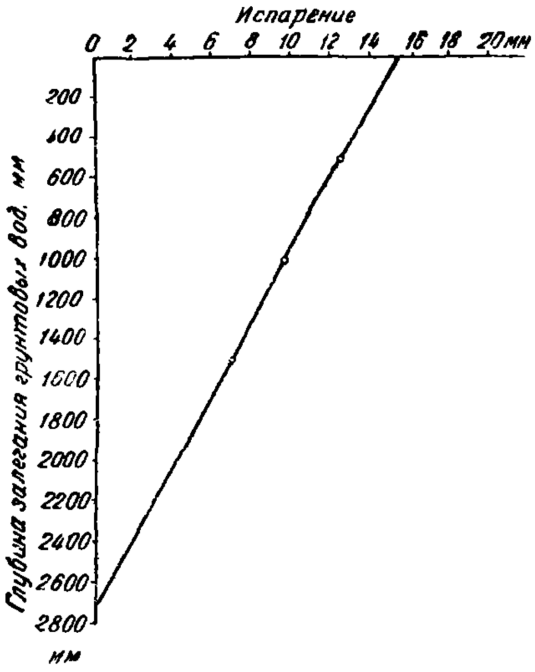


Рис. 15. Зависимость испарения грунтовых вод от глубины залегания их уровня в Бухаре (Кенесарин).

Исследования Уайта, проведенные в долине Эскалант в течение длительного времени (1925—1937 гг.), вскрыли большое влияние растительности на суточные колебания уровня грунтовых вод в период вегетации.

Автоматические непрерывные записи суточного режима уровня грунтовых вод установили, что уровень последних начинает понижаться утром (9—11 часов) и достигает минимума вечером (18—19 часов), после чего наступает ночной подъем уровня грунтовых вод. В наиболее выраженной форме суточные колебания уровня грунтовых вод проявляются после появления листьев, прекращаясь с листопадом. Не наблюдаются также подобные колебания на полях, не имеющих растительного покрова, или на участках с глубоким залеганием грунтовых вод (рис. 16).

Наши наблюдения на полях хлопчатника и люцерны в совхозе Пахта-Арал установили, что при глубине грунтовых вод около 3,5—4 м суточное снижение их уровня в июле — августе достигает 1,5—2,0 см, т. е. ежедневно транспирируется до 15—20 м³/га грунтовой воды.

Метеорологические факторы, способствующие ослаблению фотосинтеза (большая облачность, выпадение дождя), сопровождаются сглаживанием или даже полным исчезновением дневного опускания грунтовых вод. Такое же влияние оказывает скашивание люцерны, после чего, по данным Уайта, вместо дневного опускания уровня грунтовых вод наблюдается их подъем вплоть до отрастания люцерны.

На рис. 16 показаны результаты исследований Уайта, заимствованные нами из работы В. А. Приклонского.

Суточная транспирация люцерны может достигать 80 м³/га воды в период созревания, что соответствует 2 400 м³ воды в месяц (Крылов), и 16 000 м³/га за вегетационный период.

Расход люцерной воды на транспирацию колеблется как по сезонам года, так и по фазам ее вегетации. Это можно видеть из данных табл. 11, заимствованной из работы Крылова.

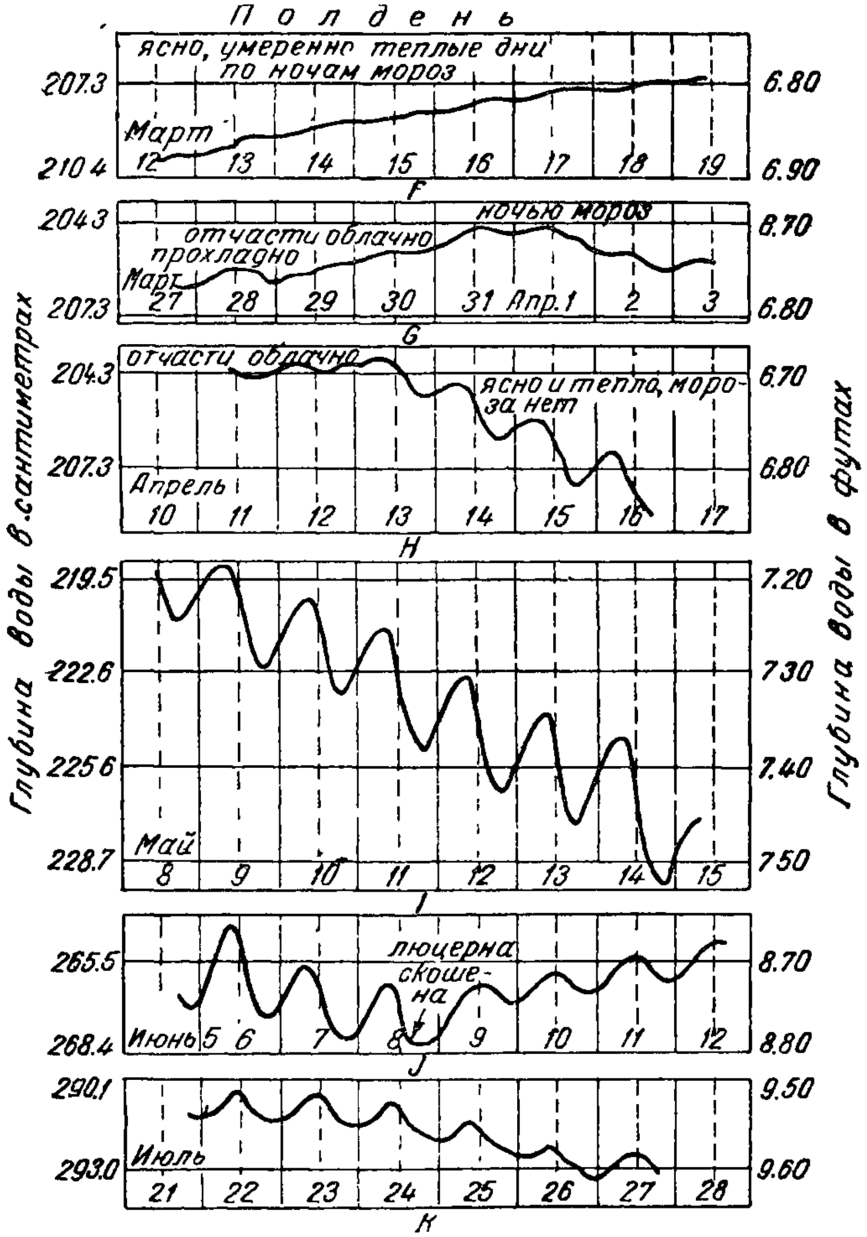


Рис. 16. Суточные колебания уровня грунтовых вод на полях люцерны в зависимости от различных условий (по Уайту).

F — дни умеренно теплые, но по ночам сильные морозы; растения не показывают никаких признаков произрастания; G — прохладно, отчасти облачно, ночью мороз, никаких признаков произрастания; *H* — 11 и 12 апреля, погода отчасти облачная с небольшим дождем ночью 11 апреля. От 13 до 16 апреля — ясно и тепло, морозов нет, и растения растут хорошо; *I* — погода теплая и солнечная, люцерна растет сильно; 1 — 8 июля люцерну скосили; как следствие, колебания уменьшились почти наполовину. *K* — жарко и сухо, растения выросли и сделались хилыми, движение грунтовой воды вверх путем капиллярной силы уменьшилось благодаря понижению зеркала грунтовых вод в гравии.

Хлопчатник характеризуется также очень высоким водопотреблением и сильным воздействием на запас и режим почвенно-грунтовых вод. Потребление хлопчатником воды из почвы находится в тесной зависимости от фаз вегетации хлопчатника и степени засоленности почвы. Максималь-

ных размеров потребление хлопчатником воды из почвы достигает в июле — августе, в период наибольшего роста хлопчатника, формирования его урожая и в разгар наибольшей сухости и температуры воздуха. Так, суммарный расход воды хлопковым полем, по данным Нагайбекова, за вегетационный период изменялся следующим образом:

Всходы — бутонизация	I.V—20.VI	45	м³/га в сутки
Бутонизация — цветение	20.VI—20.VII	55— 65	» »
Цветение — накопление плодов	20. VII—21.VIII . .	80—100	» »
Накопление плодов — созревание	21.VIII—11.IX .	45	» »

Таблица 11

Транспирация воды люцерной

Фаза вегетации	Дата наблюдений	Среднесуточная транспирация с 1 м² площади среза в г/мин
Созревание . . .	25.VII	4,7
Созревание . . .	28.VII	5,4
Цветение	16.VIII	2,3
Созревание . . .	8.IX	2,4

По данным исследований, проведенных в 1941 г. Х. Амановым в Голодной Степи, хлопчатник транспирирует в июле — августе до 50—60 м³ воды в сутки с 1 га. На засоленных почвах, вследствие угнетенности хлопчатника и пониженной доступности почвенных растворов для корневой системы, величина транспирации падает в эти месяцы до 35—47 м³, а на сильнозасоленных почвах с сильно угнетенным хлопчатником—до 2—5—11 м³/га в сутки (табл. 12).

Таблица 12

Среднесуточная транспирация воды хлопчатником в зависимости от фаз вегетации и степени засоленности почвы

(данные Х. Аманова, в *м³/га* в сутки).

Месяцы	Хлопчатник хороший, почва незасоленная	Хлопчатник слабо угнет.; почва слабо засолена	Хлопчатник сильно угнет.; почва сильно засолена
Июнь	27—39	15—16	1,0—1,5
Июль	40—66	47—20	2,5—7,0
Август	52—24	18—35	11,0
Сентябрь	—	—	19,0

Максимальных размеров транспирация достигает всегда в первые дни после полива. В середине и в конце межполивного периода расход почвенной влаги на транспирацию обычно значительно уменьшается.

Изучение нами среднесуточного суммарного расхода почвенно-грунтовых вод (транспирация + испарение), проведенное на территории Пахта-Аральского опытного поля в 1940 г. путем прямого наблюдения за влажностью в 4-м слое почвы, показало, что транспирацию воды хлопчатником на период июнь — июль — август в первом приближении можно считать равной испарению. Так, по данным табл. 13 видно, что потеря воды 4-м

толщей почвы, не имеющей хлопчатника (преимущественно на испарение), в июле — августе достигает 70—80 м³/га в сутки.

В эти же месяцы участок с густым, хорошо развитым покровом хлопчатника расходует (испарение + транспирация) в сутки до 170—145 м³/га (табл. 13).

Таблица 13

Суммарное испарение и транспирация хлопчатником почвенно-грунтовых вод в вегетационный период
(в м³/га в сутки).

Месяцы	Участок с хорошим хлопчатником (испарение + транспирация)	Участок с единичными кустами хлопчатника (гл. обр. испар.)	Разница в пользу транспирации
Июнь . . .	48,0	28,0	20
Июль . . .	170,0	80,0	90
Август . .	145,0	70,0	75
Сентябрь .	34,0	28,0	6

Отсюда получается, что разница в расходе воды, приходящаяся в пользу транспирации, в июле — августе составляет 75—90 м³/га в сутки. Лишь в сентябре, в связи с окончанием вегетации хлопчатника и сокращением транспирационной деятельности его, испарение в несколько раз превышает транспирацию (табл. 13). К аналогичным выводам пришел и С. Н. Рыжов (1937).

Расход хлопковым или люцерновым полем почвенно-грунтовых вод на испарение и транспирацию будет также находиться в тесной зависимости от близости грунтовых вод, возрастая с приближением последних к поверхности. Так, при глубине грунтовых вод 300—350 см грунтовое увлажнение хлопкового поля, по нашим данным, в Голодной Степи составляло за вегетационный период около 4 000 м³; при глубине же залегания грунтовых вод 400—450 см, т. е. на 1 м глубже, грунтовое увлажнение почв не превышало 2 000 м³/га. При глубине грунтовых вод 500—600 см от поверхности роль их в режиме верхних 2 м почвы и транспирационной деятельности хлопчатника и люцерны будет, повидимому, совсем небольшой.

Суммарное водопотребление хлопкового и, особенно, люцернового поля при близких грунтовых водах и при большом увлажении почвы может доходить до весьма больших размеров. Об этом можно судить по данным Николаева (1940), полученным для условий долины р. Вахш при глубине грунтовых вод около 3 м (табл. 14). Суммарное испарение (транспирация и испарение) здесь растет пропорционально степени влажности почвы хлопкового поля.

Данные же Конькова (см. выше, табл. 6), полученные в лизиметрах, показывают, что люцерна при глубине грунтовых вод 1.0—1.5 м за ве-

Таблица 14

Расход хлопковым полем почвенно-грунтовых вод на транспирацию и испарение

Относительная влажность почвы при вегетации хлопчатника в %	Суммарное испарение и транспирация в м³/га	Потреблено грунтовой воды в м³/га
90	15 950	7 360
80	14 790	8 440
70	10 050	4 670
60	8 110	2 240
50	8 030	2 090

гетационный период потребляет до 17 000—20 000 м³/га грунтовых вод, что за вычетом испарения 500—1 500 м³/га составит 16 500—18 500 м³/га чистой транспирации против 3 000—5 000 м³/га воды, транспирируемой хлопчатником.

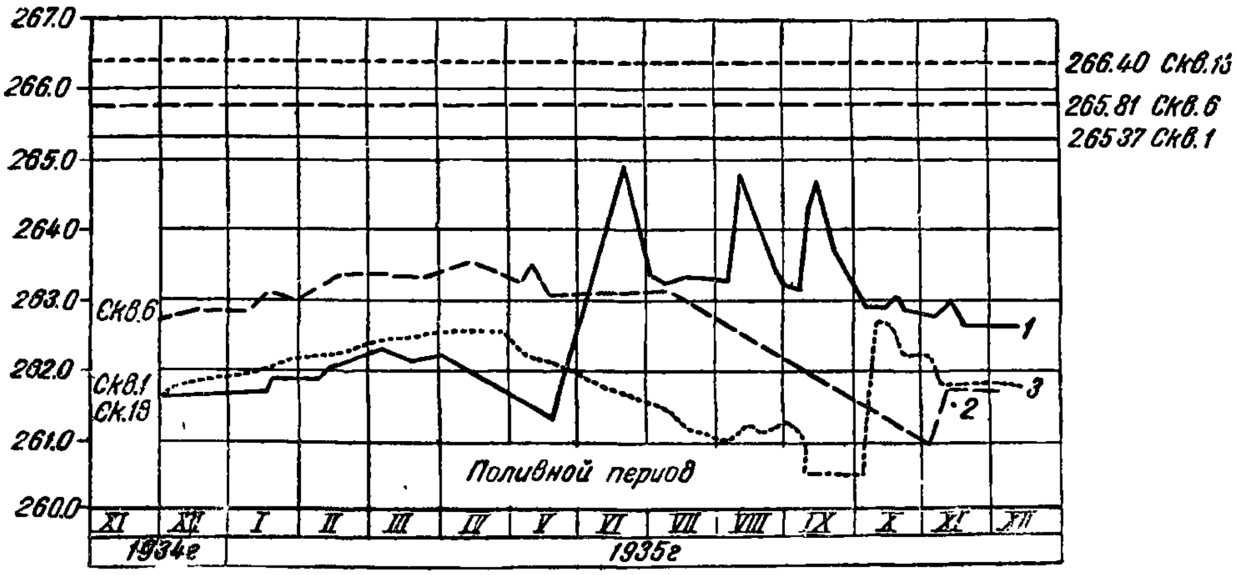


Рис. 16а. Различие в динамике уровня грунтовых вод на полях хлопчатника и люцерны в Голодной Степи:

1 — хлопок; *2—3* — люцерна. Расстояние скв. № 1 от С-22 — 600 м, скв. № 6 — 2 500 м, скв. № 13 — 3 030 м.

По этим же данным, естественный залежно-солончаковый покров в условиях лизиметра при глубине грунтовых вод 0.5—1.0 м транспирирует также большие количества грунтовой воды, порядка 12 000—17 000 м³/га в год. Высокая транспирирующая способность залежно-солончаковой растительности перелогов и люцерны объясняет их значение в регулировании и улучшении водного режима почв орошаемых оазисов.

Сравнительное исследование воздействия люцерны и хлопчатника на уровень и режим грунтовых вод, проводившееся нами в течение трех лет на территории совхоза Пахта-Арал, убедительно показало исключительно мощное воздействие люцерны на грунтовые воды орошаемых полей. Это хорошо иллюстрируется данными табл. 15 и рис. 16а и рис. 16б.

В этой таблице сопоставляются уровень грунтовых вод одних и тех же полей в 1937 и 1939 гг. на период весны и осени. За эти годы поля хлопчатника в соответствии с севооборотом ушли под люцерну, и, наоборот, поля люцерны были распаханы и пошли под хлопчатник. Цифровой материал не свободен от некоторых противоречий, вызываемых ранневесенними поливами люцерны. Но в целом рисуется картина резкого изменения

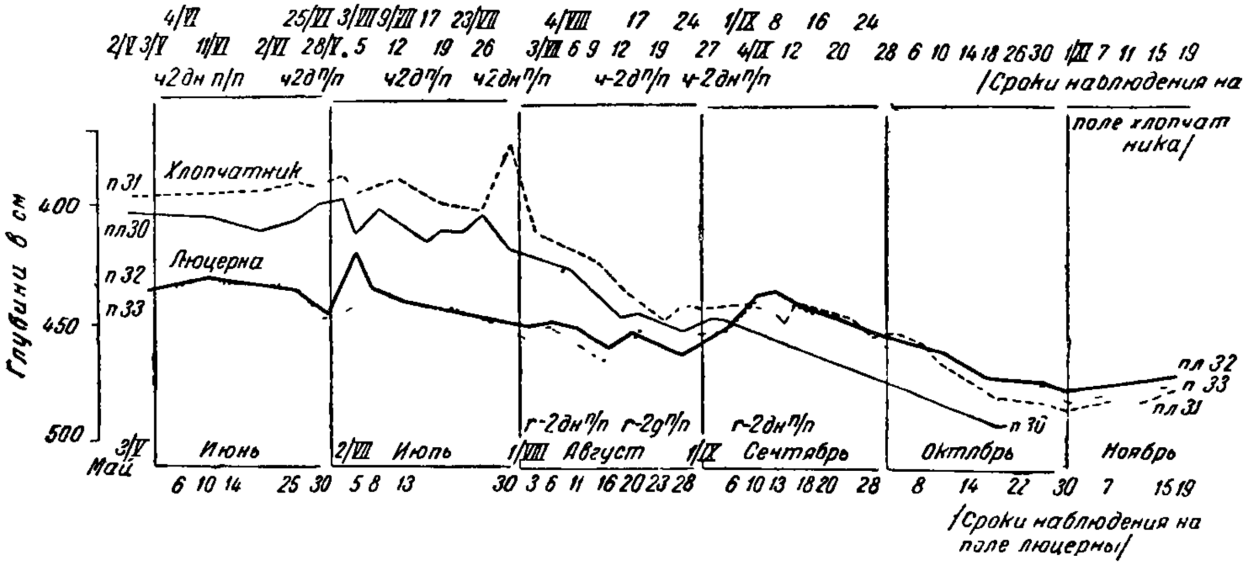


Рис. 166. Различие в динамике уровня грунтовых вод на полях хлопчатника и люцерны 2-го года в Голодной Степи.

Условные обозначения:

площадка № 30, хлопок хороший
площадка № 31, солончаковое пятно
площадка № 32, люцерна изреженная
площадка № 33, люцерна хорошая

водного режима почв при переходе хлопкового поля под люцерну, и наоборот. Все поля люцерны, пошедшие после 1937 г. под хлопчатник, имели в 1939 г. уровень грунтовых вод на 30—90 см ближе к поверхности, чем в 1937 г. Поля хлопчатника, пошедшие за этот же период под люцерну, наоборот, в 1939 г. имели грунтовые воды на 15—85 см глубже, чем в 1937 г.

Таким образом, последовательная смена на полях севооборота хлопчатника люцерной оказывает огромное влияние на грунтовые воды почвы, вызывая снижение их уровня до 80—100 см и ослабляя размеры грунтового питания капиллярной водой верхних горизонтов почвы. Поэтому при разбивке полей севооборота желательно чередовать их так, чтобы поля люцерны могли дренировать прилегающие поля хлопчатника.

Необходимо также иметь в виду, что, кроме расхода почвенно-грунтовых вод на прямую транспирацию, часть поглощаемой растениями воды остается в тканях последних. По мере увеличения растительной массы в процессе вегетации количество связанной воды увеличивается и может составить существенную величину.

При отмирании растительного покрова и подсыхании растительной массы эта влага в большей своей части уйдет в атмосферу. Лишь небольшая

Таблица 15

Разница в уровне грунтовых вод совхоза Пахта-Арал на полях хлопчатника и люцерны

Отвод. карта № площадки	Время года	Уровень грунтовых вод в см		
		1937	1939	разница
Отвод 32-а,	Весна	340 (х)	370 (л-II)	+30
карта 19	Осень	350 (х)		
Там же	Весна	320 (х)	350 (л-II)	+30
	Осень	295 (х)		
Отвод 32-а,	Весна	400 (х)	415 (х)	+15
карта 38	Осень	425 (х)		
Отвод 19,	Весна	350 (х)	355 (л-II)	+ 5
карта 15	Осень	395 (х)	480 (л-II	+85
Там же	Весна	—	345 (х)	
	Осень	385 (х)	468 (л-II)	+83
Отвод 19,	Весна	305 (х)	320 (л-II)	+15
карта 9	Осень	380 (х)	414 (л-II)	+34
Отвод 19,	Весна	336 (х)	320 (л-II)	—16
карта 8	Осень	410 (х)	425 (л-II)	+15
Отвод 8,	Весна	300 (пар)	300 (л-I)	0
карта 17	Осень	440	430 (л-I)	—10
Отвод 15,	Весна	370 (л-III)	325 (х)	—35
карта 9	Осень	465 (л-III)	436 (х)	—29
Там же	Весна	375 (л-III)	315 (х)	—60
	Осень	460 (л-III)	420 (х)	—40
Там же	Весна	400 (л-III)	320 (х)	—80
	Осень	400 (л-III)		
Отвод 12,	Весна	330 (л-II)	310 (х)	—20
карта 8	Осень	470 (л-II)	380 (х)	—90
Там же	Весна	360 (л-II)	300 (х)	—60
	Осень	450 (л-II)	368 (х)	—82

часть ее, соответствующая гигроскопичности сухих тканей растений, остается в последних и будет временно вынесена вплоть до полной минерализации растительной массы из круговорота воды.

Особо необходимо отметить транспирационную деятельность древесных насаждений. По данным многолетних стационарных наблюдений в условиях лесостепи Украины (Фальковский, 1935), среднесуточный расход влаги за вегетационный период составляет 3—4 мм, или 30—40 м³/га.

Произрастающие на территории орошаемых оазисов насаждения вегетируют здесь не менее 7 месяцев. Имея неограниченные количества грунтовых вод, лесонасаждения орошаемых оазисов Средней Азии и Закавказья могли бы транспирировать не меньше, а больше, чем леса Украины. Но даже приняв среднесуточный расход почвенной влаги лесным насаждением таким же, т. е. 30—40 м³/га, следует считать, что в месяц 1 га лесопосадок испарит 900—1 200 м³, а за 7 месяцев вегетационного периода 6 300—8 400 м³. Таким образом, древесные насаждения вдоль каналов, дорог и на усадьбах могли бы весьма существенно улучшить водный режим

почв орошаемых оазисов, расходуя грунтовые воды на транспирацию, снижая их уровень и уменьшая испарение.

Несмотря на то, что процессы испарения и процессы транспирации почвенно-грунтовых вод приводят в конечном счете к одинаковым результатам — иссушению почвы и снижению уровня грунтовых вод, их значение в солевом режиме почв совершенно различно.

Правда, и процесс испарения и процесс транспирации равно приводят к тому, что запас солей на освоенной орошаемой территории растет. Больше того, абсолютное соленакопление под воздействием процессов транспирации протекает энергичнее, чем под воздействием процессов испарения. В этом легко убедиться из следующего расчета.

Примем в соответствии с изложенным выше, что люцерна транспирирует в год 10 000 м³/га, перелог испаряет в год 5 000 м³/га. Тогда при минерализации поливной воды 0,3 г/л соленакопление составит в 1 год:

На поле люцерны	3 000 кг
На перелоге	1 500 »

Однако при процессе испарения соленакопление будет сосредоточено в верхних 0—10 см почвы, а при процессах транспирации в корнеобитаемой толще, т. е. для люцерны, — в слое 0—200 см.

Приняв объемный вес породы в 1,5, получим, что ежегодная прибавка солей выразится величиной следующего порядка:

На поле люцерны	3,0	т солей	на	30 000	т почвы	— 0,01 %
На перелоге	1,5	»	»	1 500	»	» 0,1 %

Таким образом, расход почвенно-грунтовых вод на транспирацию не прекращает процесса соленакопления, а лишь рассредоточивает его на всю корнеобитаемую толщу почвы. Испарение же, как таковое, сосредоточивает соли в поверхностных слоях почв и обусловливает тем самым интенсивное засоление.

Как будет показано ниже, вследствие слабого испарения солевой режим почв, закрытых густым пологом культурной растительности, не имеет резко выраженного сезонного засоления. Все это объясняет благоприятную оздоровляющую роль культуры люцерны и древесных насаждений в водном режиме орошаемых почв. На орошаемых полях транспирация и испарение почвенно-грунтовых вод обычно тесно переплетаются, совместно воздействуя на водный и солевой режим почв.

Задачей правильной эксплоатации и агротехники в орошаемом оазисе и хозяйстве является всемерное снижение испарения почвенно-грунтовых вод как путем увеличения роли транспирации, так и с помощью снижения уровня грунтовых вод.

Расход грунтовых вод на отток. В ландшафтах, характеризующихся отчетливым уклоном поверхности, сложенных водопроницаемыми осадочными породами (галечники и пески) и рассеченных

глубоко врезанной сетью рек, оврагов и балок, ведущее место в режиме почвенно-грунтовых вод занимает расход их на подземный отток.

Расход почвенно-грунтовых вод на подземный отток будет тем более высоким, чем больше уклоны местности, чем сильнее гидравлический напор и, наконец, чем выше водопроницаемость водоносных горизонтов.

Скорость грунтового потока, определяющая его расход в зависимости от водопроницаемости грунтов, выражается величинами (м в сутки):

для галечников	30—50
для щебней и гравия	20—30
для крупнозернистых песков	10—15
для мелкозернистых песков	3—5
для лёссовидных суглинков	0,5—1

Некоторые орошаемые оазисы Средней Азии (Приташкентский, Правобережная Фергана, Самаркандский) естественно дренированы не только вследствие приподнятости местности и врезанности гидрографической сети. Важное значение имеет здесь литологический состав пород: наличие мощных слоев галечников и песков, подстилающих лёссы и обеспечивающих быстрый отвод избыточных вод, фильтрующихся в ирригационной сети и на полях. Благотворное водоотводящее значение галечников проявляется также и на нижних террасах рек при близких грунтовых водах, если орошаемые почвы подстилаются галечниками (Восточная Фергана, нижняя терраса Чирчика и др.).

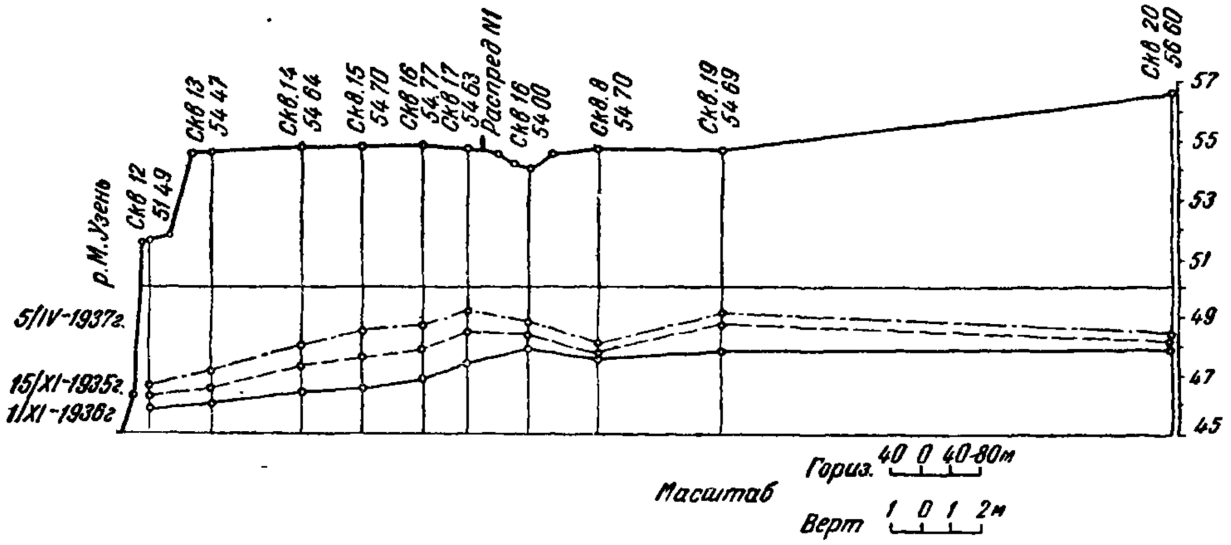


Рис. 17. Дренирующее значение р. М. Узень в ее верхнем и среднем течении. Малоузенский орошаемый участок (Савинов).

Условные обозначения:

——уровень грунтовых вод до орошения (15 ноября 1935 г.); – – – – – – через год орошения (15 ноября 1936 г.)— . — . —через 2 года орошения (15 ноября 1937 г.)

Отток почвенно-грунтовых вод к естественным дренам легко обнаруживается гидрогеологическими профилями, построенными перпендикулярно к ним. Это отчетливо видно на рис. 17,18, где показано дренирующее значение р. Малый Узень в Заволжье, р. Сыр-Дарьи для Голодной Степи.

В качестве иллюстрации значения оттока грунтовых вод в жизни орошаемых оазисов приведем несколько примеров. Так, по нашим расчетам, на протяжении контакта Голодной Степи с руслом р. Сыр-Дарьи —160 км— вероятный отток грунтовых вод в сторону последней составляет в год

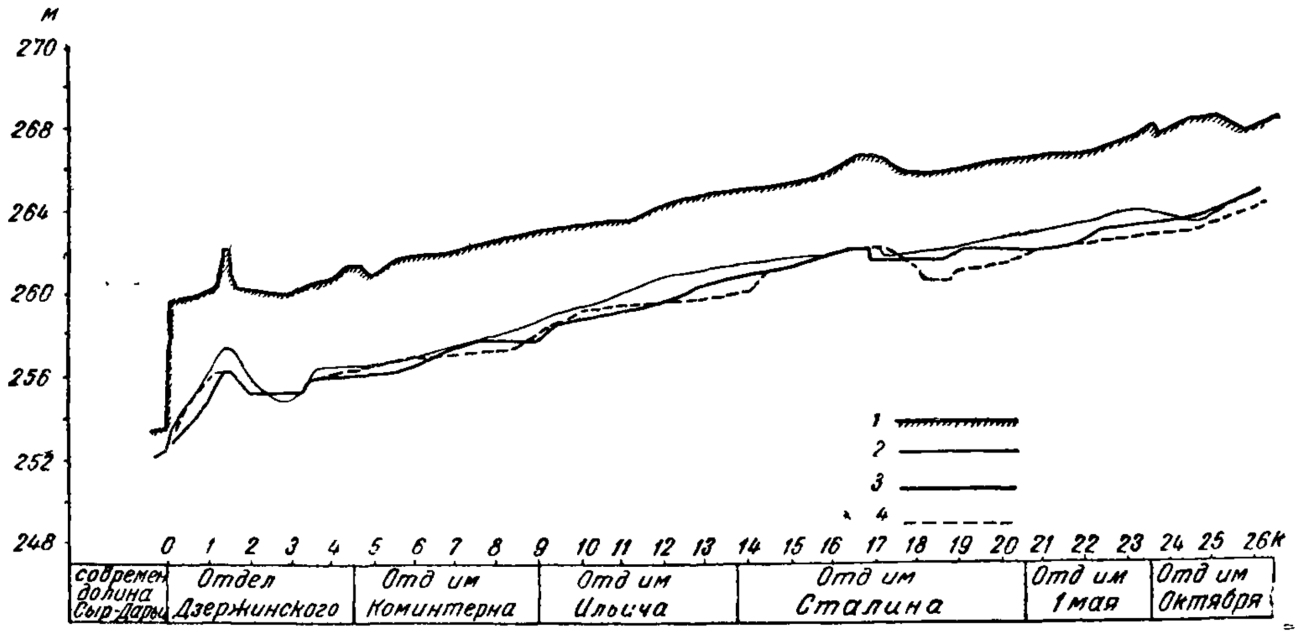


Рис. 18. Дренирующее значение р. Сыр-Дарья в ее верхнем и среднем течении. Совхоз Пахта-Арал (Ю. П. Лебедев):

1 — рельеф поверхности; *2*— положение зеркала грунтовых вод на 25 мая 1939 г.; *3* — на 25 августа 1939 г.; *4* — на 25 октября 1939 г.

150 000 м³, или около 600 м³ в сутки. Отток грунтовых вод в сторону Арнасайской депрессии, ограничивающей Голодную Степь с запада, выражается величиной до 75 000 м³/год. Такой незначительный отток грунтовых вод с территории Голодной Степи (около 900 м³/ сутки), конечно, совершенно недостаточен. Подсчеты, произведенные Вахшской почвенно-мелиоративной станцией Академии Наук, устанавливают, что вероятный отток грунтовых вод в русло р. Вахш составляет около 3,6 млн. м³/год, или около 10 000 м³/сутки, что также совершенно недостаточно.

Несравненно больше дренирующее значение р. Сыр-Дарьи в пределах Ферганской долины. Существующие расчеты показывают, что, проходя через Ферганскую долину, р. Сыр-Дарья получает дополнительно не менее 100 м³/сек, т. е. до 8 600 000 м³ в сутки за счет выклинивающихся в нее грунтовых вод со стороны. Благодаря этому интенсивному оттоку грунтовых вод из Ферганской долины, на ее правобережной части и высокой террасе накопление грунтовых вод и засоление отсутствуют.

Столь же велика дренирующая роль русла Зеравшана в его среднем течении. Выклинивание грунтовых вод здесь в сторону реки составляет до 50 м³/сек (Шульц), т. е. около 4 млн. м³ в сутки. Этот отток почвенно-грунтовых вод полностью предохраняет орошаемые территории по Среднему Зеравшану от засоления почв и исключает вообще возможность засоления.

В условиях резко выраженного перехода склонов предгорий в равнинную местность, что обычно сопровождается также переходом гравийно-

галечниковых водовмещающих отложений в мелкоземистые, грунтовый поток, встречая препятствие в малопроницаемых породах, уменьшает свой уклон, выклинивается на поверхность в виде ключей, родников или болот (кара-су). Наиболее распространен этот тип оттока грунтовых вод от верхних и центральных частей сухих дельт и конусов выноса к их периферическим частям, а также от предгорий в подгорные равнины. Этим путем уходят настолько значительные количества грунтовых вод, что это полностью покрывает поступления на орошаемых массивах, в которых не отмечаются признаки заметного повышения уровня грунтовых вод.

Так, подсчеты выклинивающихся грунтовых вод в Фергане установили, что среднегодовой расход их по отдельным сухим дельтам может достигать 10—30 м³/сек, а общее количество выклинивающихся вод во всей Ферганской долине достигает 200 м³/сек. Однако выклинивающиеся на суше (не в русло реки) грунтовые воды, расходуясь в конечном счете в основном на испарение, как известно, зачастую способствуют процессам соленакопления на периферии зоны выклинивания.

Кроме общего движения грунтового потока, необходимо учитывать местный отток и передвижение почвенно-грунтовых вод. Значение этого фактора в водно-солевом режиме орошаемых оазисов еще не нашло должной оценки и количественной характеристики.

Рассоление почв и грунтов вдоль ирригационных каналов и на массивах древнего орошения при одновременном засолении пустующих внутриоазисных перелогов и периферических частей орошенных оазисов свидетельствует о непрерывном оттоке и перераспределении почвенно-грунтовых вод.

Отток почвенно-грунтовых вод с орошаемых территорий идет, повидимому, как в форме пленочных и капиллярных растворов, так и особенно в форме верховодок и грунтовой воды.

Этот медленный и непрерывный отток почвенно-грунтовых вод от очагов питания к очагам испарения, естественным и искусственным дренам играет большую роль в предохранении орошаемых освоенных территорий от засоления.

Высокая растворимость солей и непрерывность общих и местных движений и оттока почвенно-грунтовых вод приводят к тому, что значительные количества солей, поступающих в почвы с оросительными и грунтовыми водами, оттесняются с орошаемых территорий и вторичное (в собственном смысле слова) засоление почв при орошении проявляется значительно реже. Однако часть орошаемых оазисов СССР не обеспечена достаточным естественным оттоком, и поэтому накопляющиеся в них избыточные оросительные и естественные почвенно-грунтовые воды расходуются в основном не на отток, а на испарение и транспирацию, что сопровождается соленакоплением.

Таковыми являются оазисы, расположенные на дельтах рек. Здесь в течение всего года реки подпирают и питают почвенно-грунтовые воды (Кура-Араксинская низменность, дельты Волги, Терека, дельты Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи), которые расходуются, главным образом, на испарение и транспирацию.

В несколько лучшем положении оказываются оазисы, расположенные на пойменных террасах рек в нижнем их течении (Ахтубинская пойма, Чарджоу), так как в меженный период реки дренируют эти территории и часть грунтовых вод, а с ними и солей, таким образом уходит с суши. Однако и здесь в остальное время года река подпитывает грунтовые воды, и главной статьей их расхода является опять-таки испарение.

Такие же условия складываются и на периферии оазисов типа сухих дельт, куда приходят и где испаряются избыточные и грунтовые воды с вышележащих территорий.

И только оазисы, расположенные на верхних террасах, на поймах в верхнем и среднем течении рек, на центральных и верхних частях сухих дельт, характеризуются интенсивным естественным оттоком почвенно-грунтовых вод, преобладающим над их испарением.

В естественно недренированных оазисах опресняющее влияние интенсивного местного оттока почвенно-грунтовых вод вдоль каналов и на староорошаемых массивах также имеет место, но проявляется это несравненно слабее и далеко не всегда. В целом же оазисы подобного типа (естественно недренированные дельты и поймы) нуждаются в искусственном оттоке и снижении уровня грунтовых вод с помощью дренажно-коллекторной сети.

Отток грунтовых вод в дрену будет тем больше, чем глубже она врезана в грунтовые воды, чем легче механический состав грунтов и чем ближе расположена к дрене территория.

Величина оттока грунтовых вод через дрены, отнесенная на 1 га площади, названная дренажным модулем, может достигать на очень проницаемых почвах 1—2 секундо-литров/га. Обычно же дренажный модуль выражается величиной 0,4—0,7 секундо-литров/га. В орошаемых дренированных массивах дренажная сеть выводит до 25—30% воды от количества, подаваемого в ирригационную сеть.

Дренажно-коллекторные сооружения выводят значительные массы грунтовых вод и солей, уменьшая процессы испарения и соленакопления в оазисах.

Так, Шурузякский коллектор, являющийся основным для голодностепской ирригационной системы, при среднем расходе 3 м³/сек выводит за пределы Голодной Степи до 90 млн. м³ за год, или около 6—10% головного водозабора. Действующие в Кургантюбинской части долины р. Вахш коллекторы выводят за год до 120 млн. м³, т. е. около 8,5% суммарного водозабора.

Работа дрен резко меняет существовавший до них режим грунтовых вод, снижая их уровень, ускоряя спад уровня после очередного подъема, вызванного атмосферными осадками, промывками или поливами. Быстрый же спад и низкое положение уровня грунтовых вод ведут к сильному сокращению испарения и, следовательно, к ослаблению или прекращению соленакопления.

Влияние свойств почвы. В водном режиме почв большая роль принадлежит также свойствам самой почвы и грунта. Почвы и грун-

ты песчаного механического состава отличаются большими скоростями капиллярного передвижения воды (десятки см в первые часы), но высота капиллярного подъема растворов в этих почвах невелика, ограничиваясь 0;5—1,0 м.

С другой стороны, пески отличаются высокой водопроницаемостью, способствующей быстрому просачиванию и перемещению влаги в нижние горизонты. Все это приводит к тому, что песчаные почвы и пески способны сравнительно легко запасать попадающую в них влагу, экономно расходуя ее в дальнейшем на испарение.

Для песков характерна ничтожная гигроскопичность и малые коэффициенты завядания; доступность воды, содержащейся в песках, значительно выше, чем доступность ее в суглинках и глинах.

Если величина недоступной воды на глинах Кура-Араксинской низменности достигает 24%, а в сероземах Голодной Степи 12—14%, то в песках она опускается до 1—3%.

Отсюда при одном и том же количестве атмосферных осадков растительность может использовать воду в песках значительно эффективнее, чем на тяжелых суглинках и глинах.

Для тяжелых глин типичны обратные признаки. Тяжелые глины способны поднимать и передвигать капиллярные растворы на очень большую высоту от грунтовой воды — до 5—6 м и, вероятно, выше.

Но скорость движения капиллярных растворов в глинистых грунтах крайне невелика. А. Ф. Лебедев это объясняет высокой величиной молекулярной влагоемкости, приводящей к закупориванию капилляров почвы пленочной водой. Поэтому в обстановке сухого и жаркого климата глинистые грунты и почвы часто оказываются мало засоленными, несмотря на близость грунтовых вод (Тюремнов). Медленность капиллярного движения приводит к тому, что скорость испарения почвенной влаги с поверхности почвы и внутри нее опережает скорость восходящего притока растворов снизу, что в сумме приводит к глубокому просыханию почвенного профиля.

Водопроницаемость в глинах также мала. Поэтому глинистые неструктурные почвы и грунты, с трудом пропуская нисходящие токи поливных вод и атмосферных осадков, плохо выщелачиваются, промачиваются на малую глубину и плохо запасают влагу.

Коэффициент завядания в глинах, как мы отметили, значительно выше, чем в песках и песчаных почвах, что усиливает отрицательные свойства неструктурных глинистых почв.

Особенно высокими скоростями капиллярного движения отличаются лёссовые грунты и сероземные почвы, развитые на лёссах. Они способны поднимать капиллярные растворы на высоту до 3—4 м за сравнительно короткое время.

Исследования Н. А. Димо на монолитах показали, например, что лёссовый грунт за сутки дает подъем капиллярных растворов на 50 см, а за 7 суток—на 100 см. Дальнейшее нарастание высоты капиллярного подъема

и для лёссовых грунтов замедляется, как это видно из следующих цифр Димо:

на 25 см	0,42 сут.
» 50 »	0,90 »
» 100 »	7,00 »
» 150 »	24,00 »
» 200 »	53,00 »
» 250 »	105,00 »
» 300 »	201,00 »

О значении механического состава грунтов для скорости капиллярного подъема воды можно судить по следующим данным Н. А. Беседнова для Северной Мугани (табл. 16).

Таблица 16

Механический состав грунтов и скорость капиллярного подъема воды

Механический состав грунтов	Водоподъемность на	
	50 см	100 см
Легкие суглинки и супеси, подстилаемые средней глиной и суглинком	18 час.	11 сут.
Глинистые почвы, подстилаемые суглинком и супесью . .	18 »	55 »
Суглинистые почвы, подстилаемые глиной с тонкими прослойками супеси	4 сут.	69 »
Легкие глинистые почвы, подстилаемые суглинками и супесью	4 »	не достиг.
Тяжелые глинистые, подстилаемые средним суглинком и тяжелой глиной	17 »	» »
Глинистые почвы с тонкими прослойками суглинка . . .	19 »	» »
Глинистые тяжелые почвы	Через 30 суток капиллярная вода поднялась лишь на 35 см	

Медленность капиллярного движения растворов в породах глинистого механического состава в природных условиях приводит, по наблюдениям Тюремнова, к тому, что фактическая высота капиллярного подъема в глинистых грунтах, вследствие отставания от испарения, оказывается в 1,5—2 раза меньшей, чем на суглинках среднего и легкого механического состава. Это, в свою очередь, приводит к тому, что при одинаковом и даже более близком уровне грунтовых вод тяжело-глинистые почвы просушены и опреснены сверху значительно сильнее, чем почвы легкие (табл. 17).

Большое значение в водном режиме почв имеет также характер строения профиля почвы. Слоистость грунта оказывает сильное влияние на движение почвенно-грунтовых вод и на величину влагоемкости грунта.

Глинистые прослойки, изолируя нижележащие горизонты от влаги и накопляя ее над собою, задерживают нисходящее движение почвенных вод и способствуют образованию верховодки. Вместе с тем глинистые прослойки замедляют скорость и восходящего капиллярного движения почвенно-грунтовых вод.

Песчаные прослойки, создавая перерыв капиллярной сети почвы, могут способствовать дополнительному скоплению капиллярной подвешен-

Таблица 17

Значение механического состава грунтов для высоты фактического капиллярного подъема воды, просыхания и опреснения почв

№ разреза	Почвогрунты	Глубина грунт. вод в см	Высота капиллярного подъема в см	Сухой слой в см	Опресненный слой в см
6	Средние суглинки на средних и легких суглинках .	215	200	15	10
13	Тяжелые суглинки на слоистых наносах	170	170	0	0
8	Легкие глинистые на легких наносах	240	240	0	0
5	Легкие глинистые на тяжелых глинистых однородных наносах	193	145	48	48
1	Средние глинистые на тяжелых гливистых однородных наносах	179	142	37	30
7	Тяжелые глинистые на тяжелых глинистых однородных наносах	200	100	100	75
3	Та же почва	108	75	33	30

Примечание. Определение почвогрунтов сделано Н. А. Димо.

ной воды за счет сил водных менисков на границе верхнего суглинистого и нижнего песчаного слоя.

С другой стороны, песчаные прослойки могут играть дренирующую роль в отношении гравитационной воды. Наконец, при достаточно большой мощности они могут вызывать перерыв восходящего капиллярного тока от грунтовых вод.

Сложная роль прослоек различного механического состава в водно-солевом режиме почв еще не изучена и ждет своих исследователей.

Столь же велико значение в режиме влажности почв их агрофизического состояния. Вспашка и рыхление почв, увеличивая некапиллярную скважность и придавая им агрегатность и комковатость, увеличивают водопроницаемость почв, способствуют накоплению в них влаги; с другой стороны, все эти приемы обработки уменьшают скорость капиллярного движения почвенной влаги и ее испарение.

Большое значение в водном режиме почв имеет также степень их засоленности: концентрированные растворы как более плотные отличаются меньшими скоростями капиллярного движения. Известно, что высокозасоленные почвы очень медленно просыхают и даже в середине лета остаются влажными; с другой стороны, они энергично сорбируют влагу воздуха. Отсюда следует вывод, что с увеличением засоленности почв скорость испарения и величина предельного просыхания почвы будут уменьшаться.

Чем больше содержится в почве солей, тем меньше доступность содержащейся в ней влаги для растений. Коэффициент завядания в почвах, содержащих соли, будет значительно выше, чем в почвах незасоленных.

Это хорошо иллюстрируется цифрами, полученными В. Р. Волобуевым на тяжелых глинах Мугани (табл. 18).

Таблица 18

Зависимость коэффициента завядания от содержания солей в почве

% солей в почве	0,00	0,10	0,20	0,30	0,50	0,75	1,0	1,50
NaCl	24,45	25,39	—	25,42	—	28,36	42,44	Не всходит
Na_2SO_4	24,45	—	26,13	26,3	26,92	27,34	27,44	29,17

Водный режим почв управляется сложным сочетанием приходных и расходных статей водного баланса территории. Однако, многие стороны водного режима почв нами не только не могут быть количественно охарактеризованы, но даже и качественное значение их мы не всегда представляем.

Так, известное влияние на колебание уровня грунтовых вод, а следовательно и влажности почвенного профиля, оказывает изменение барометрического давления. Обычно повышение барометрического давления воздуха сопровождается некоторым опусканием уровня грунтовых вод в колодцах. С уменьшением барометрического давления уровень грунтовых вод в колодцах несколько повышается. Само собой разумеется, что скорость и величина колебаний уровня грунтовых вод под влиянием изменения барометрического давления в большей степени зависит от глубины их залегания и проницаемости породы.

Некоторое влияние на режим грунтовых вод и влажность почв могут оказывать также изменения поверхностного натяжения воды при повышении и понижении температур. Уменьшение сил натяжения при повышении температур может сопровождаться некоторым уменьшением влажности почв и повышением уровня грунтовых вод за счет сброса части капиллярной воды.

В числе прочих факторов, влияющих на колебания уровня грунтовых вод, особо необходимо отметить роль гидростатического давления, передающегося сравнительно быстро при работе каналов и при поливах на уровень грунтовых вод. Это явление исследовалось Федоровым для условий Ферганы, Малыгиным для Голодной Степи, Губершиным для Мургаба.

По наблюдениям Федорова, после полива, вызывающего замеренный подъем грунтовых вод на 1 м, отмечается повышение грунтовых вод на соседних неполиваемых площадях через 6 часов на расстоянии 40—60 м и через 12 часов—на расстоянии 80—100 м.

Соответственный подъем грунтовых вод на политом участке на 2 м оказывает влияние на неорошаемых площадях уже на расстоянии до 200—240 м.

Аналогично воздействие оросительных каналов. Всякий раз после пуска воды в оросительных каналах отмечается быстрое повышение грунтовых вод на прилегающих территориях. Прекращение движения воды по ирригационным каналам влечет за собой через некоторое время соответственное опускание уровня грунтовых вод.

Так, по исследованиям Губершина, работа оросителя вызывает подъем грунтовых вод за 1,6 суток до 75 м в обе стороны. Нужно иметь в виду, что подобный подъем грунтовых вод сопровождается подъемом капиллярной каймы на соответствующую высоту и общим увеличением влажности почвы, а также увеличением испарения и транспирации.

Ближе, однако, эти явления не изучены.

3. Показатели режима уровня грунтовых вод

В суммированном виде режим грунтовых вод и почвенных верховодок выражается в поведении их уровня, который в течение года в зависимости от условий питания и расхода подвержен закономерным повышениям и понижениям, регистрируемым в наблюдательных колодцах и шурфах.

Поэтому наиболее простым путем изучения годового режима грунтовых вод и группирования их по типам будет графическое отображение и анализ колебаний уровня поверхности грунтовых вод за период не менее одного года. Нужно, однако, иметь в виду, что режим уровня грунтовых вод, вскрываемый скважинами и шурфами, не вполне соответствует истинному режиму уровня вследствие нарушения естественных условий в грунте.

Рассмотрим главнейшие характеристики уровня грунтовых вод (верховодок) в приложении к вопросам миграции солей и водно-солевого режима почв.

а) Глубина залегания грунтовых вод

Наиболее простым и общеупотребляемым показателем состояния грунтовых вод является глубина их уровня от поверхности почвы, выражаемая обычно в сантиметрах или в метрах.

Глубина залегания грунтовых вод находится в известной (хотя и не в прямой) зависимости от степени дренированности территории С учетом общих условий местности и процессов миграции солей, с поправкой на скорость подземного стока и влияния атмосферных осадков или поливов в первом приближении можно считать, что чем ближе залегают к дневной поверхности грунтовые воды, тем вероятнее в условиях аридного и экстрааридного климата и при недостаточной естественной дренированности территории образование засоленных почв и грунтовых вод.

Б. Б. Полыновым введено в специальную литературу понятие о критической глубине залегания грунтовых вод, т. е. о такой максимальной глубине их уровня, при которой начинается засоление поверхностных почвенных горизонтов.

В среднем можно считать, что критическая глубина залегания грунтовых вод для грунтов различного механического состава укладывается

в пределы 1—3,0 м — меньше на тяжелых глинах и в песках и больше в суглинистых и, особенно, лёссовых почвах. Некоторые неорошаемые сероземные почвы, развитые на легких среднеазиатских лёссах, обладают критической глубиной залегания грунтовых вод порядка 2,5—3 м.

Многолетние стационарные исследования Вахшской почвенно-мелиоративной станции (П. А. Керзум и О. А. Грабовская) установили для суглинистых почв III террасы долины р. Вахш следующие величины критической глубины грунтовых вод на орошаемых полях в зависимости от минерализации воды:

Минерализация грунтовых вод в г/л	Критическая глубина в м
< 0,1	около 1
1,5	» 1,5
2—3	» 2,5
3—10	» 3,0
20—30	» 3,5

Сходные величины критической глубины принимает Н. А. Беседнов для почв Мугани: 1,2 м — для опресненных грунтовых вод, 2,2 м — для минерализованных грунтовых вод.

Глубина необходимого залегания пресных грунтовых вод 1,2 м определяется уже не солевым режимом, а потребностями оптимального водно-воздушного режима.

При поливах, вызывающих временное наслоение опресненной воды на уровень грунтовых вод и временный подъем последних выше критической глубины, засоление почв не происходит благодаря испарению наслоенной опресненной воды.

Из этих данных следует, что чем меньше минерализация, тем ближе — до известного предела времени — грунтовые воды могут находиться к дневной поверхности, не вызывая их засоления. И наоборот, чем больше минерализация грунтовых вод, тем с большей глубины и за более короткое время они в состоянии оказывать засоляющее влияние на почвенный покров.

Заброшенные внутриоазисные неполивные территории, в которых господствуют только восходящие токи, засоляются при значительно большей глубине залегания минерализованных грунтовых вод (3,5—4,5 м). Орошаемые почвы, опресняемые поливами, могут засолиться лишь при сравнительно близких минерализованных грунтовых водах, порядка 1,5—2,0—2,5 м.

Чем более густая растительность развита на поверхности почвы, тем — до известного предела — безопаснее для почв некоторое приближение грунтовых вод к поверхности. Наоборот, оголенные пространства, не имеющие естественного покрова (например, вследствие неправильных выпасов), или орошаемые поля, имеющие изреженный покров культурных растений (огрехи, недосев), могут засоляться при тех же и даже бо́льших глубинах.

Критическая глубина среднеминерализованных грунтовых вод для орошаемых лёссово-суглинистых почв Средней Азии может быть принята равной около 2 м, для более влажных районов Муганской и Мильской степи 1,5 м, а для засоленных почв Поволжья и Кулунды 1,3 м. Эти величины могут быть приняты при проектировании дренажа на орошаемых засоленных почвах.

Глубина залегания грунтовых вод обычно подвержена закономерным сезонным колебаниям. Поэтому необходимо характеризовать глубину уровня грунтовых вод как на период его наибольшего подъема, так и на период его наибольшего опускания. Важно также установить, на какое время года приходится период максимального сезонного подъема уровня грунтовых вод. Совпадение высокого уровня грунтовых вод с летним сезоном, когда испарение, а следовательно, и соленакопление достигают наибольшего размера, является в мелиоративном отношении наиболее неблагоприятным.

Столь же важным является знание глубины уровня грунтовых вод до и после поливов.

Простой, но удобной характеристикой глубины залегания грунтовых вод на местности является гидрогеологический профиль, составленный по системе буровых скважин, увязанных между собой нивелировкой и размещенных в определенном положении к грунтовому потоку, дренам, источникам питания грунтовых вод.

По материалам систематических наблюдений за колебанием уровня грунтовых вод обычно составляется годовой график колебания уровня грунтовых вод для данной точки. В зависимости от соотношения условий питания и расхода грунтовых вод график приобретает характерный и свойственный данным условиям облик. Систематизируя и сопоставляя графики годичного колебания уровня грунтовых вод для различных районов, можно добиться значительных результатов в выделении типов режимов грунтовых вод, в оценке статей прихода и расхода и их роли в засолении почв.

б) Амплитуда годового колебания уровня грунтовых вод

Имея график годового режима уровня грунтовых вод и установив на нем точки минимума и максимума его залегания, получают весьма важную количественную характеристику режима грунтовых вод, называемую амплитудой колебания их уровня. Амплитуда уровня грунтовых вод в известной степени характеризует то количество воды, которое поступает и затем расходуется грунтовыми водами на испарение, транспирацию, сток.

Амплитуда колебания уровня грунтовых вод может в известных случаях достигать 2 м. Это характерно для территорий, отличающихся резким превышением сезонного прихода грунтовых вод над их расходом, растягивающимся на длительный период.

Большие амплитуды уровня грунтовых вод (1—2 м) встречаются в недренированных и бессточных местностях, имеющих близкие застойные грунтовые воды (0,5—1,5 м весной), питаемые боковым притоком и расходующиеся в основном на испарение, т. е. в условиях, где господствуют

процессы соленакопления. Чем глубже залегают грунтовые воды и чем в меньшей степени они зависят в своем режиме от наземных факторов, тем меньше выражена в них амплитуда колебания уровня.

То же можно отметить и в отношении значения проницаемости водовмещающих пород. Чем больше их проницаемость и больше в них скорость грунтового потока, чем больше коэффициент водоотдачи, тем меньше при прочих равных условиях будет амплитуда, характерная для годового режима уровня грунтовых вод.

При глубинах уровня грунтовых вод около 7—10 м амплитуда обычно выражается величиной 10—15 см. При глубине же больше 15—20 м она может выражаться несколькими сантиметрами, либо отсутствовать совершенно.

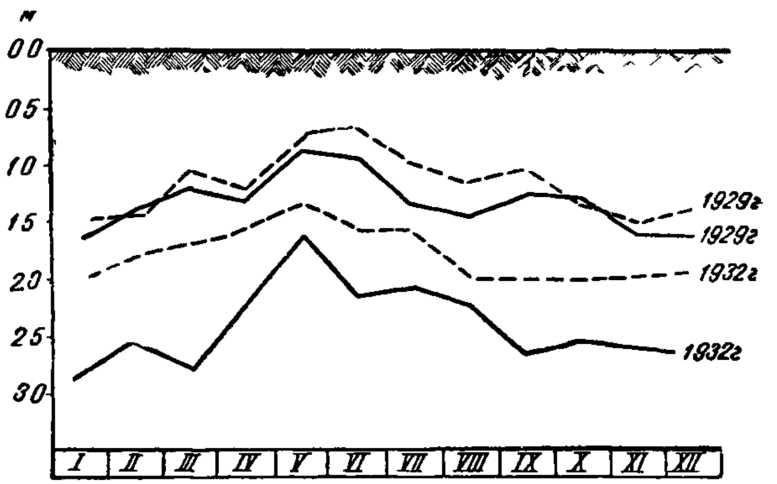


Рис. 19. Влияние дренированности на скорость понижения уровня грунтовых вод (Беседнов):
— — —недренированный участок; ____ дренированный участок.

Между процессами засоления и рассоления и величиной амплитуды колебания уровня грунтовых вод имеется тесная связь. Для почв и районов, склонных к развитию засоления или же имеющих засоленные почвы, характерны высокие амплитуды колебания уровня грунтовых вод и медленный их спад, обязанный расходованию их на испарение. Для районов незасоленных и малозасоленных, характеризующихся естественной дренированностью местности и высокой водопроницаемостью водовмещающих горизонтов вследствие интенсивного транзитного движения и оттока грунтовых вод, амплитуда их уровня обычно меньше, и спад их после подъема ускорен.

Это же можно проследить по амплитуде и скорости понижения уровня грунтовых вод вблизи дрен и на большом расстоянии от них (рис. 19, табл. 22).

В условиях установившегося режима грунтовых вод годовой график колебания их уровня, а также амплитуда этих колебаний в большей или меньшей степени повторяются из года в год, хотя всегда обнаруживаются некоторые частные отклонения, обусловленные метеорологическими различиями, изменениями режима орошения и т. д.

в) Продолжительность стояния грунтовых вод на определенном уровне

Выше было показано, что скорость испарения грунтовых вод тем больше, чем ближе залегает их уровень к дневной поверхности. Поэтому при оценке годового режима уровня грунтовых вод в целом чрезвычайно важно знать продолжительность стояния их уровня выше определенных глубин. Поскольку засоляющее влияние грунтовых вод на поверхностные

почвенные горизонты начинается при достижении ими критической глубины и в дальнейшем прогрессивно нарастает, постольку одним из существенных показателей режима грунтовых вод будет продолжительность залегания их уровня выше критической глубины.

У солончаков обычно весенний максимум и осенний минимум уровня грунтовых вод в течение годового периода расположены выше критической глубины.

У средне- и малозасоленных почв уровень грунтовых вод выше критической глубины залегает сравнительно короткое время. Большую же часть летнего времени (время наиболее интенсивного испарения) уровень грунтовых вод в этих почвах находится ниже критической глубины.

В незасоленных степных и лугово-степных почвах уровень грунтовых вод лежит намного ниже критической глубины. Слабо выраженный подъем уровня грунтовых вод не выводит их на это время выше критической глубины.

Таким образом, число дней или продолжительность времени стояния грунтовых вод выше критической глубины в этих случаях равно нулю, что и вызывает господство процессов рассоления. Чем больше естественная и искусственная дренированность территории, тем продолжительность высокого стояния уровня грунтовых вод обычно меньше. Об этом можно судить по данным табл. 19 (П. К. Плотников).

Таблица 19

Зависимость продолжительности стояния уровня грунтовых вод выше критической глубины от степени дренированности

№ скважин	9	10	8
Расстояние от дрены в м	960	624	600
Продолжительность стояния уровней грунтовых вод выше критической глубины в днях	78	68	60

Зная минерализацию грунтовых вод и скорость испарения их в летнее время на данных почвах, можно приблизительно рассчитать предел допустимой продолжительности стояния грунтовых вод выше критической глубины. Так, при минерализации грунтовых вод 10 г/л и среднесуточном испарении их 50 м³/га верхний 10-см слой почвы за 15 дней стояния грунтовых вод выше критического уровня получит около 0,5% дополнительного количества солей, что вместе с имевшимися ранее в почве солями сильно повысит степень ее засоления. Очевидно, что в данном примере 15 дней является крайним допустимым пределом непрерывного стояния грунтовых вод выше критической глубины.

Для орошаемых почв Средней Азии и Закавказья в целях борьбы с сезонным соленакоплением на основании многолетних наблюдений рекомендуется в июне — августе не допускать на полях стояния уровня ми-

нереализованных грунтовых вод ближе 1,5 м от поверхности почвы дольше, чем 10—15 дней подряд, так как вследствие сильного испарения, начиная с этого времени соленакопление угнетает культурную растительность и вызывает развитие солончака.

Однако совершенно небезразлично, — на какой период приходится то или иное время высокого или низкого стояния уровня грунтовых вод.

Высокое положение грунтовых вод зимой и ранней весной в значительно меньшей степени способствует засолению почв, чем высокое стояние уровня в летние периоды, когда вследствие совпадения с периодом интенсивного испарения происходит наиболее энергичное развитие солончаковых процессов. К сожалению, вследствие недостатков техники полива, больших потерь в ирригационной сети и нарушений правил водопользования во многих орошаемых оазисах период июнь — июль отличается высоким положением грунтовых вод. Поэтому, характеризуя продолжительность времени стояния грунтовых вод на определенных уровнях и в особенности продолжительность стояния их выше критической глубины, необходимо обязательно устанавливать время года, на которое приходится этот период.

г) Скорость спада (понижения) уровня грунтовых вод

В последнее время в почвенно-мелиоративную литературу входит в качестве весьма важной характеристики режима грунтовых вод так называемая скорость спада их уровня и оценка по этой величине расхода грунтовых вод на сток и испарение.

Наиболее детально этот вопрос проработан Н. А. Беседновым и П. К. Плотниковым для Муганской степи, материалами и соображениями которых мы здесь и пользуемся.

Спад уровня грунтовых вод после очередного подъема является как бы суммарной характеристикой водного режима данного участка или района.

Величины спада уровня грунтовых вод обычно представляются в системе прямоугольных координат, в которых на оси абсцисс показано время по пятидневкам или суткам и на оси ординат — высота уровня грунтовых вод. Для межполивного периода кривая спада дается отрезком графика режима уровня грунтовых вод, приходящимся на время от одного полива до другого. Для оценки расхода грунтовых вод на испарение и транспирацию в различное время года необходимо иметь отдельные кривые спада на весну, лето, осень, зиму. Кривая спада за весенне-летне-осенний период строится на основании годового графика режима уровня грунтовых вод путем последовательной графической «пристройки» частных кривых спада друг к другу для получения путем такой интерполяции и обобщения кривой спада от точек наивысшего уровня до минимального.

Зная по данной кривой величину понижения уровня грунтовых вод в течение определенного времени и удельную водоотдачу грунта, можно вычислить количество расходуемой грунтовой воды в сутки, пятидневку, месяц или за сезон. Обычно скорость спада грунтовых вод снижается вес-

ной и осенью, а также по мере понижения уровня грунтовых вод. Это хорошо видно из данных В. С. Малыгина, полученных на опытной станции в Золотой Орде (1939).

При средних глубинах грунтовых вод 1,5—1,8 м среднесуточная скорость понижения уровня грунтовых вод после полива по поперечнику R-4 составляла:

в июле	6,95 см
в августе	7,28 »
в сентябре	5,63 »
в октябре — декабре	3,31 »

Для района совхоза Пахта-Арал при более глубоком среднем уровне грунтовых вод (1,5—2,5 м) нами получены примерно вдвое меньшие величины (табл. 20).

Таблица 20

Скорость понижения и расход грунтовых вод на суммарное испарение (Голодная Степь, 1941 г.)

Месяц и числа	Глубины грунт. вод в см	Скорость понижения в см/сутки	Суммарное испарение грунт. вод при коэф. водоотдачи 0.05 в м³/га за сутки
V 1—30	152—192	1,3	6,5
VI 5—30	130—186	2,2	11,0
VII 5—30	125—192	2,7	13,5
VIII 1—23	130—220	4,0	20
IX 1—16	180—220	2,5	12,5
X 1—30	190—220	1,0	5

Суммарный расход грунтовых вод на испарение и транспирацию при глубине их 130—220 см в августе составлял 20 м³/га сутки, а в мае и октябре 5—6,6 м³/га сутки. За вегетационный период всего израсходовано на суммарное испарение 2055 м³/га.

В зимнее время кривая спада грунтовых вод, полученная после подъема их уровня в связи с промывками или специальным заливом участка, будет характеризовать величины расхода грунтовых вод в основном на отток, поскольку расход их на испарение при этом будет минимальным. Кривые спада, полученные для этой же точки на летнее время, будут характеризовать расход грунтовых вод в суммарном виде на сток, испарение и транспирацию.

Сопоставляя для одной и той же точки кривую спада на зимнее время и на летнее время по разности, можно получить величины, характеризующие расход грунтовых вод на испарение и транспирацию.

Кривые спада, получаемые в условиях одинакового рельефа и гидрогеологии в вегетационный период на массиве, покрытом растительностью, и отдельно на массиве, лишенном растительности, при сопоставлении их между собой и с кривой спада зимнего времени (когда исключены испаре-

ние и транспирация) дадут возможность охарактеризовать отдельно примерные величины расхода грунтовых вод при данном их режиме на сток, испарение, транспирацию.

Кривые спада, полученные параллельно за эти же периоды на аналогичных по рельефу и хозяйственным условиям участках, но на фоне искусственного дренажа, при их сопоставлении с другими кривыми характеризуют отток грунтовых вод в дрену.

Н. А. Беседновым и З. М. Сенюк были обработаны этим методом данные о режиме грунтовых вод Муганской степи. Как видно из табл. 21, скорость спада грунтовых вод уменьшается по мере опускания их уровня, приближаясь к нулю в бездренажных условиях при глубине грунтовых вод около 2,40 м.

Таблица 21

Скорость понижения и суммарный расход грунтовых вод в зависимости от условий дренированности (С. Мугань, данные Н. А. Беседнова)

Месяц	Декада	С. Мугань. Орошаемые недренированные земли 1931 г			С. Мугань. Орошаемые дренированные земли 1934 г.			Ю. Мугань. Участок промывки. 1938 г.		
		Фактич. глубина в м	Скорость понижен грунт. вод в см/сутки	Суммарное испарен в м³/га	Факт. глубина в м	Скор. понижен грунт вод в см сут	Поступило в дрены + суммарн. испарен. в м³/га	Фактическая глубина в м	Скорость понижен. грунт. вод в см/сут	Суммарное испарение в м³/га
	I	—	—	—	—	—	—	0,43	—	—
IV	II	—	—	—	—	—	—	0,66	2,3	23
	III	—	—	—	—	—	—	0,81	1,5	16
	I	—	—	—	—	—	—	0,88	0,7	7
V	II	0,70	—	—	—	—	—	0,86	0,7	7
	III	0,90	2,3	23	—	—	—	0,95	0,7	7
	I	1,13	2,3	23	—	—	—	1,02	0,6	6
VI	II	1,26	1,3	13	—	—	—	1,04	0,6	6
	III	1,44	1,8	18	—	—	—	1,10	0,4	4
	I	1,57	1,3	13	1,60	—	—	1,14	0,4	4
VII	II	1,65	1,2	12	2,05	4,5	45	1,19	0,3	3
	III	—	1,0	10	2,37	3,2	32	1,23	0,3	3
	I	1,71	1,0	10	2,62	2,5	25	1,26	0,2	2
VIII	II	1,80	0,8	8	2,83	2,1	21	1,27	0,2	2
	III	1,92	0,6	6	3,00	1,7	17	1,29	—	—
	I	2,05	0;7	7	3,15	1,5	15	1,31	—	—
IX	II	2,11	0,5	5	3,27	1,2	12	1,31	—	—
	III	2,18	0,6	6	3,38	1,1	11	1,33	—	—
	I	2,25	0,5	5	3,46	0,8	8	—	—	—
X	II	2,28	0,5	3	3,53	0,7	7	—	—	—
	III	2,31	0,3	3	3,57	0,4	4	—	—	—
	I	2,33	0,2	2	—	—	—	—	—	—
XI	II	2.34	0,1	1	—	—	—	—	—	—
	III	2,34	0,0	0	—	—	—	—	—	—

В то же время на дренированном участке даже при глубине грунтовых вод около 3,5 м скорость понижения была еще равна 0,4—0,7 см в сутки. При

водоотдаче 0,1 это составляет 4—7 м³/га в сутки оттока грунтовых вод в дрены. При глубинах грунтовых вод около 2 м среднесуточный спад в бездренажных условиях (расход на испарение и транспирацию) составлял 0,7 см, или 7 м³/га, а на фоне дренажа 4,5 см, или 45 м³/га. Таким образом, отток грунтовых вод в дрену здесь составлял около 38 м³/сутки.

В табл. 22 приводятся результаты вычислений среднемесячных понижений уровня грунтовых вод и соответственно расчеты расходов их на суммарное испарение и отток в дрены.

Таблица 22

Среднемесячные понижения уровней грунтовых вод и расход их на суммарное испарение и отток (Северная Мугань)

Месяцы	Участок недренирован, 1931 г.			Участок дренирован, 1934 г.		
	Глубина грунт. вод в см	Понижение в см/сутки	Суммарный расход в сутки в м³/га	Глубина грунт. вод в см	Понижение в см/сутки	Суммарный расход в сутки в м³/га
V	70—90	2,3	23	—	—	—
VI	113—144	1,8	18	—	—	—
VII	157	1,2	12	90—125	5,3	53
VIII	188—202	0,8	8	250—310	2,0	20
IX	209—220	0,6	6	310—340	1,0	10
X	225—231	0,4	4	340—360	0,7	7
XI	233—234	0,1	1	—	—	—

За время июль — октябрь на дренированном участке общий расход грунтовых вод составил $(53+20+10+7)\times30=2\,700$ м³/га. Расход же их на испарение и транспирацию составлял на недренированном участке $(12+8+6+4)\times30=900$ м³/га. Таким образом, вероятный отток в дрену был равен $2700-900=1800$ м³/га. Учтенный расход дрены был очень близок к этой величине — 1 762 м³/га. Величина скорости снижения грунтовых вод может дать также характеристику местного оттока и притока грунтовых вод. Интересную иллюстрацию этого можно найти в исследованиях В. С. Малыгина (1939).

По данным его наблюдений 1928—1930 гг., на тех участках Золотоордынской станции, где можно было ожидать по условиям рельефа и наклону поверхности грунтовых вод местного оттока их, средняя скорость понижения составляла при глубине залегания грунтовых вод 1—1,5 м 4,4—6,3 см в сутки, или при коэффициенте водоотдачи 0,10—44—63 м³/га.

При тех же глубинах залегания грунтовых вод, но в условиях застойного их положения среднесуточная скорость понижения уровня была равной лишь 0,8—1,2 см, или 8—12 м³/га, в сутки.

Имея эмпирические кривые спада уровня грунтовых вод, можно всегда предсказать и графически изобразить поведение их в течение года при различном режиме орошения. Однако метод кривых спада не свободен от ошибок, направленных, главным образом, в сторону преуменьшения расходов грунтовых вод. Так, в случае равенства притока и расхода уровень

грунтовых вод не будет меняться, и мы не учтем существующий расход их. При непрерывном приходе грунтовых вод, превышающем их расход, спад уровня вообще не будет обнаружен, — он будет замаскирован подъемом. Между тем именно в эти периоды расход грунтовых вод будет абсолютно интенсивно возрастать.

Метод анализа спада грунтовых вод еще не получил полной разработки, но при дальнейшем развитии он может дать очень много для понимания режима грунтовых вод.

д) Ежегодный спад и подъем максимального и минимального уровня грунтовых вод

Если запас грунтовых вод в изучаемом районе остается, несмотря на сезонные колебания, из года в год стабильным, то график режима уровня их будет из года в год воспроизводиться с небольшими отклонениями, давая совпадения времени наступления и высотных отметок минимального и максимального уровня.

Для общемелиоративной оценки местности и прогноза процессов засоления и рассоления весьма важно установить стабильность количественных характеристик, рисующих режим грунтовых вод. Но в практике орошаемого земледелия, особенно в первые периоды после освоения новых земель или в периоды после проведения мелиоративных и эксплоатационных мероприятий, баланс грунтовых вод орошенного оазиса подвергается настолько глубоким изменениям, что режим уровня грунтовых вод коренным образом меняется.

Так, в малодренированных районах после начала орошения в связи с общим увеличением запаса грунтовых вод вследствие фильтрации из оросительной сети и на полях грунтовые воды длительный период повышают свой уровень. В этих случаях как ежегодный максимум, так и ежегодный минимум положения уровня грунтовых вод оказываются выше, чем в предшествующий период. Амплитуда колебания уровня грунтовых вод при этом чаще всего имеет склонность к увеличению, поскольку степень зависимости динамики их от наземных факторов растет по мере приближения грунтовых вод к дневной поверхности.

При очень быстром приросте запаса грунтовых вод сезонный минимум и максимум, а следовательно и амплитуда уровня, могут полностью исчезать, сменяясь общим непрерывным подъемом (рис. 20).

Может быть и обратный случай. Максимальный и минимальный уровни сезонного стояния грунтовых вод могут из года в год падать, хотя общий тип графика может при этом сохраняться. Это имеет место в условиях уменьшения запаса грунтовых вод, что может произойти в ирригационной системе под влиянием рационализации водопользования, уменьшающей питание грунтовых вод, или после постройки крупных дренажно-коллекторных сооружений.

Н. А. Кенесариным были обработаны данные о режиме грунтовых вод Шахрудской ирригационной системы в Бухаре за время с 1934 по 1938 г. По этим данным им было установлено, что за этот период на большей части территории происходило прогрессивное ежегодное понижение уровня

грунтовых вод. Ряд районов Шахрудской системы за этот период снизил уровень грунтовых вод на величину до 20 см, а некоторые территории — на 80—100 см.

Сходный процесс наблюдался в Голодной Степи с 1936—1938 и до 1940 г. Благодаря мероприятиям, улучшившим дисциплину водопользования, в Голодной Степи происходило систематическое общее понижение уровня грунтовых вод как по максимуму, так и по минимуму их залегания, в среднем по 15—20—25 см ежегодно. Этому весьма способствовали совпавшие с этим периодом годы малых атмосферных осадков. Однако после 1940 г , особенно в 1941 и 1942 гг., вследствие расширения магистрального канала, постройки новых распределителей, широкого проведения промывок при плохой работе дренажно-коллекторной сети, и после широкого введения культуры риса в Голодной Степи началось общее повсеместное повышение уровня грунтовых вод, опять-таки как по максимуму, так и по минимуму их залегания.

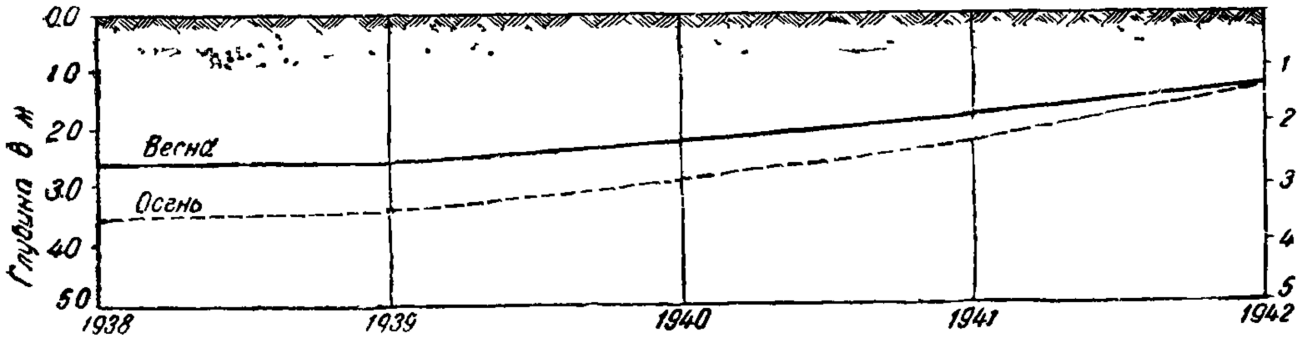


Рис. 20 Подъем уровня грунтовых вод в Голодной Степи за период 1938—1942 гг.

В итоге в 1940 г. в период минимального положения уровня грунтовых вод обнаружился подъем уровня грунтовых вод на величину 20—50—80 см. К 1942 г. сезонные максимум и минимум не обнаружились вовсе, и осенняя глубина стояния грунтовых вод превышала весеннюю. Общее же повышение уровня грунтовых вод достигло 1—1,5 м (рис. 20).

Таблица 23

Подъем грунтовых вод в Голодной Степи в 1940 г

Район	1939 г.		Амплитуда по многолетним данным	1940		Приращение в 1940 г в м по минимуму относительно 1939 г
	максим	миним		максим	миним	
Пахта-аральский (для верхних отделений) . .	3,7—3,8	2,5—3,0	0,8—1,2(2,0)	3,0—4,5	2,0—3,0	—
Водораздел по КМК	3,7—4,3	2,3—2,9	1,5—2,0	3,4—3,8	2,0—2,4	0,3—0,5
Шурузякская впадина (верхняя часть) . .	2,7—4,5	1,5—2,3	1 5—2,5—3,0	2,3—3,0	1,3—1,8	0,3—0 6
Сардобинская впадина	—	—	1,0—1,5	3,0—4,5	1,0—2,5	0,2—0,4

В табл. 23 показаны данные, иллюстрирующие подъем уровня грунтовых вод в Голодной Степи в 1940 г. по отношению к 1939 г., выражающийся в смещении максимальной и минимальной глубины их залегания.

4. Типы режима грунтовых вод районов орошения СССР

Вопрос о типах режима грунтовых вод районов орошения имеет большое значение для понимания процессов миграции солей, мелиоративной оценки местности, в прогнозе заболачивания и вторичного засоления орошаемых территорий.

Однако, насколько известно автору, не было сделано попыток связать процессы засоления — рассоления и мелиоративные прогнозы с типами режима грунтовых вод и, особенно, минерализованных верховодок, с которыми приходится иметь дело мелиоративному почвоведению. Исключением являются исследования Ф. П. Саваренского (1931) и В. А. Приклонского, которыми вопрос о факторах и типах режима грунтовых вод Кура-Араксинской низменности рассмотрен в тесной связи с выяснением вопросов миграции и аккумуляции солей. В. А. Приклонский специально рассмотрел основные типы режима грунтовых вод, слагающиеся под влиянием орошения (1937). Им выделены следующие типы:

а) неустановившийся нецикличный, характеризующийся непрерывным повышением уровня грунтовых вод и отсутствием сезонных колебаний;

б) неустановившийся цикличный с тем же устойчивым повышением уровня грунтовых вод, но с сезонными колебаниями;

в) установившийся цикличный с небольшим смещением годовых колебаний по сравнению с естественным режимом.

г) установившийся цикличный с большим смещением годовых колебаний по сравнению с естественным режимом.

Эти подразделения типов режима грунтовых вод В. А. Приклонского нашли свое развитие в ряде сводных опубликованных и частью неопубликованных работ М. А. Шмидта по режиму грунтовых вод Узбекистана (1935—1940).

Рассматривая вопрос о типах режима зеркала грунтовых вод в орошаемых и неорошаемых районах, М. А. Шмидт установил 4 основных типа годового режима уровня грунтовых вод. Эти типы определяются:

1. Преобладающим влиянием климатических факторов над влиянием поверхностных водотоков — а р и д н ы й т и п.

2. Преобладающим влиянием режима поверхностных водотоков — г у м и д н ы й т и п (позже названный автором гидрологическим типом).

3. Преобладающим влиянием гидрогеологических факторов (подток) — г и д р о г е о л о г и ч е с к и й т и п.

4. Совместным действием всех названных факторов — к о м п л е к с т и п о в.

М. М. Крыловым для грунтовых вод Голодной Степи выделен ряд типов сезонного колебания их уровня (1936), которые определяются:

1. Режимом ирригационной системы — расположены в непосредственной близости к крупным каналам; амплитуда уровня разнообразная и непостоянная.

2. Выпадением атмосферных осадков, влиянием оросительных вод и температурой — расположены на неорошаемых внутриоазисных участках; весенний максимум, амплитуда 1,0—1,4 м.

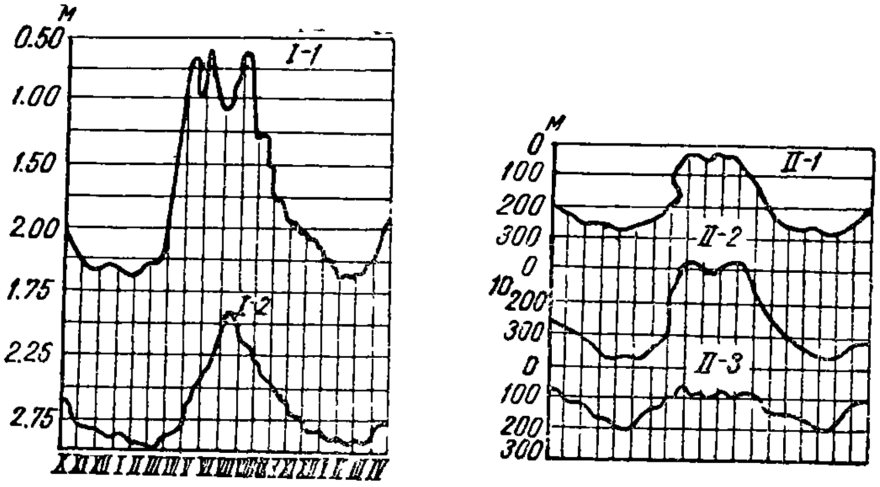


Рис. 21. Схема типов режима уровня грунтовых вод в Хорезме (по Георгиевскому):

I — неполивные территории оазиса вблизи каналов (*1*) и в удалении от каналов (*2*). *II* — орошаемые территории оазиса — под интенсивным влиянием каналов и поливов (*1*), под интенсивным влиянием каналов (*2*), при интенсивном влиянии поливов в понижениях рельефа (*3*).

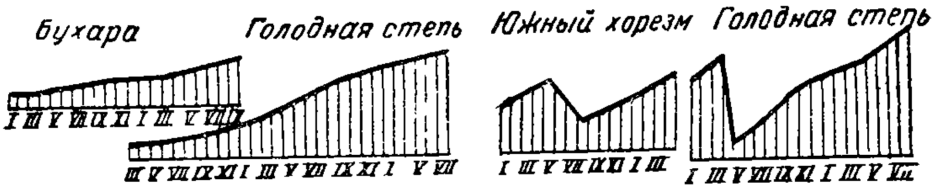




Рис. 22. Типы режима грунтовых вод орошаемых районов СССР (по Кенесарину).

3. Орошением — расположены внутри орошаемых массивов, удалены от каналов; максимум уровня в июне — июле, амплитуда до 2 м.

4. Слабым притоком со стороны — расположены в целинных неорошаемых условиях, глубина 6 м, амплитуда не более 40 см.

Обширный материал по типологии режима грунтовых вод собран и разработан Б. М. Георгиевским по Хорезмскому оазису (1935). Б. М. Георгиевским доказано интенсивное влияние ирригационной сети и Аму-Дарьи на режим грунтовых вод.

Соответственно им выделяются типы режима грунтовых вод, определяемые воздействием Аму-Дарьи, интенсивным орошением, влиянием рисовых плантаций, а также влиянием сбросных вод, удаленностью массива от района орошения (периферия оазисов) и отсутствием орошения на массиве (рис. 21).

Новейшая классификация типов режима грунтовых вод дается в работе Н. А. Кенесарина (1940).

Анализируя графическое выражение сезонного и годового режима грунтовых вод, Кенесарин, отправляясь от воззрений Приклонского и Шмидта, устанавливает следующие основные типы режима грунтовых вод:

1. Синусоидальный.
2. Линейный.
3. Смешанный.
4. Неправильный.

В пределах типов различаются подтипы: восходящие, нисходящие, нормальные. На рис. 22 показаны типичные кривые годового режима грунтовых вод по Кенесарину.

Кенесарин показал, что охарактеризованным типам соответствуют определенные условия питания и расхода грунтовых вод, постоянство и изменяемость их запаса. Существует также известная связь между процессами соленакопления и типами режима грунтовых вод (1941).

Наша попытка дать типы режима грунтовых вод для засоленных почв районов орошения СССР исходит из стремления учесть главнейшие стороны режима грунтовых вод: а) компенсированы или декомпенсированы приходные статьи годового баланса грунтовых вод расходными статьями, б) какие ведущие факторы или группа ведущих факторов определяют составные части и знак баланса грунтовых вод.

Отправляясь от этих положений и учитывая значение факторов питания и расхода грунтовых вод, можно установить для орошаемых районов Средней Азии и Закавказья следующие основные типы режима грунтовых вод:

1. Установившийся компенсированный (циклический).
2. Неустановившийся положительно декомпенсированный.
3. Неустановившийся отрицательно декомпенсированный.

Эти основные типы и в их пределах подтипы удовлетворительно подразделяют и вместе с тем объясняют большинство вариантов режима грунтовых вод в орошаемых районах СССР. В последующем мы рассмотрим отдельно каждый из установленных типов и подтипов режима.

А. Установившийся компенсированный (циклический) тип режима грунтовых вод

Установившийся компенсированный циклический тип режима грунтовых вод слагается в таких условиях, когда суммарный ежегодный приход грунтовых вод более или менее полностью из года в год компенсируется суммарным их ежегодным расходом.

При подобном составе баланса грунтовых вод их запас из года в год остается в пределах небольших колебаний стабильным. Ежегодный график колебаний уровня грунтовых вод воспроизводится и оказывается однотипным в пределах сравнительно небольших отклонений; величина амплитуды, а также отметка и время наступления минимального и максимального положения уровня в общем из года в год повторяются, выражаясь более или менее одинаковыми величинами.

Подобные условия мы находим на неорошаемых территориях, естественный вековой гидрологический режим которых не нарушается ни хозяйственной деятельностью человека, ни катастрофическими изменениями природных условий.

Назовем компенсированный установившийся режим грунтовых вод этих территорий первичным.

Установившийся компенсированный циклический тип режима грунтовых вод характерен также для древнейших орошаемых оазисов Средней Азии и Закавказья, в которых изменения водного режима, внесенные человеком в естественную обстановку, прошли настолько давно, что последствия их утратили свое значение, а питание, расход и режим грунтовых вод к настоящему времени стали вновь стабильными и в общих чертах повторяются каждый гидрологический год.

Этот случай установившегося компенсированного режима грунтовых вод следует назвать вторичным.

Примером ландшафта, характеризующегося первично компенсированным типом режима грунтовых вод, может явиться Каспийская низменность либо дельта р. Волги. Примером же ландшафта, имеющего вторично-компенсированный тип режима грунтовых вод, может служить Кура-Араксинская низменность или Сохский орошаемый оазис в Фергане (до постройки Большого Ферганского канала) и большинство других древнеорошаемых оазисов.

Грунтовые воды могут расходоваться в основном на подземный сток, транспирацию или испарение в том или ином сочетании их или при ведущем значении одного из них. В соответствии с этим необходимо выделить подтипы:

а) компенсированного подземным стоком,
б) компенсированного подземным стоком и транспирацией,
в) компенсированного транспирацией и испарением,
г) компенсированного испарением.

Естественно, что в природной обстановке наряду с ведущим значением основного фактора, регулирующего расход грунтовых вод, известную роль играют и другие факторы.

Но все же, как показано ниже, процессы соленакопления и характер солевого режима почв резко изменяются в зависимости от того, куда преимущественно расходуются грунтовые воды — на сток, испарение или транспирацию.

а) Подтип компенсированного подземным стоком режима грунтовых вод

Этот подтип режима грунтовых вод слагается на хорошо дренированных территориях, в которых грунтовые воды залегают на глубине, исключающей воздействие наземных атмосферных и биотических факторов (глубже 8—10 м).

Примером областей, для которых характерен установившийся, компенсированный подземным стоком тип режима грунтовых вод, может явиться Приташкентский орошаемый оазис, среднее течение долины р. Зеравшан, равнины Сыртового Поволжья, Голодная Степь до орошения.

Обычно этим же подтипом режима грунтовых вод характеризуются высокие надпойменные древние террасы, верхние части субаэральных дельт и конусов выноса.

Грунты и почвы ландшафтов, отличающихся установившимся компенсированным подземным стоком режимом грунтовых вод, обычно находятся на той или иной стадии естественного рассоления и в большинстве своем не склонны к развитию вторичного засоления после начала их орошения.

Для районов с этим подтипом режима грунтовых вод можно отметить лишь накопление $CaCO_3$ и в отдельных случаях $CaSO_4$ в толщах водоносного горизонта. Все остальные легкорастворимые соли уходят с грунтовым потоком.

Компенсированный подземным стоком подтип режима грунтовых вод характеризуется глубоким их залеганием (глубже 8—10 м),слабо выраженной амплитудой (10—15 см) колебаний уровня грунтовых вод, не зависящей от атмосферных осадков, температуры и сухости воздуха (рис. 26).

б) Подтип компенсированного подземным стоком и транспирацией растений режима грунтовых вод

Грунтовые воды, начиная примерно с глубин 5—7 м и меньше, могут расходоваться уже на транспирацию растений, захватываясь глубокими корнями последних. Поэтому в районах, имеющих растительный покров и характеризующихся залеганием грунтовых вод на глубинах менее 5—7 м, к расходу грунтовых вод на подземный сток прибавляется расход на транспирацию. В этих условиях слагается компенсированный подземным стоком и транспирацией режим грунтовых вод.

В естественных неорошаемых условиях компенсированный подземным стоком и транспирацией режим грунтовых вод обычно формируется на молодых дельтах и нижних террасах рек, в средних частях конусов выносов.

Во всех этих случаях развиваются луговые плодородные почвы, почти не затронутые процессами засоления, исключая накоплений углекислого кальция, гипса и иногда небольших количеств Na_2SO_4.

С подобными условиями мы сталкиваемся в молодой части дельт рр. Волги, Терека, Аму-Дарьи и в Волго-Ахтубинской пойме, на нижней террасе р. Зеравшана в его среднем течении, на нижней террасе Кара-Дарьи в Восточной Фергане.

В староорошаемых оазисах компенсированный подземным стоком и транспирацией подтип режима грунтовых вод (вторичный) формируется на территориях, прилегающих к наиболее крупным ирригационным каналам, в центральных освоенных частях поливных оазисов, где устанавливается постоянный отток грунтовых вод и сильно выражено расходование их на транспирационную деятельность культурных растений.

С этим подтипом режима грунтовых вод мы встречаемся, например, в центральной части Бухарского оазиса, на так называемых «каирных землях», вдоль русла рр. Аму-Дарьи и Сыр-Дарьи и др. Отметим, однако, что во всех этих случаях известное значение имеет и расход грунтовых вод на прямое испарение через почву, хотя оно занимает подчиненное место.

Введение на орошаемых землях культуры люцерны и древесных насаждений, способных транспирировать большое количество почвенно-грунтовых вод, является стремлением воздействовать на баланс и режим грунтовых вод, придав в их расходе решающее значение факторам транспирации.

Находясь в зависимости от расхода воды в реках и каналах, грунтовые воды с этим подтипом режима обнаруживают неустойчивую по времени и высоте амплитуду уровня (30—50—75 см), соответствующую (с некоторым отставанием) режиму рек и каналов (рис. 2). С другой стороны, развитие пышной лугово-тугайной растительности, а на орошаемых почвах мощной культурной растительности вызывает вследствие транспирации сезонное снижение уровня грунтовых вод в июне — августе. При достаточно сильном притоке фильтрационных вод, впрочем, это снижение может и не проявляться.

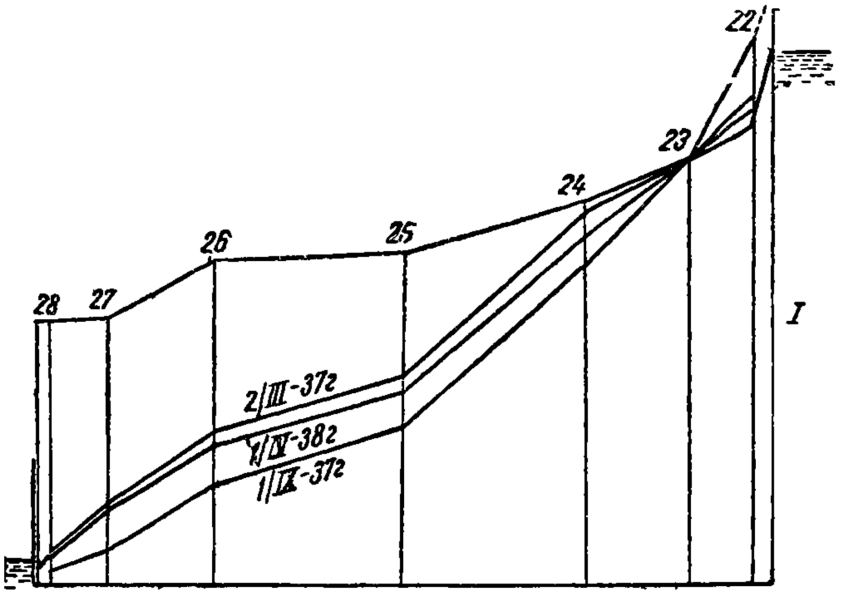
Отмеченные особенности можно видеть на рис. 23, заимствованном нами из работ П. Керзума и О. Грабовской, иллюстрирующих режим грунтовых вод и процессы соленакопления в долине р. Вахш.

В полосе шириною до 50 м, примыкающей к крупному ирригационному каналу (скв. 22, 23), грунтовые воды подчинены режиму и питающему влиянию этого канала. Снижение уровня грунтовых вод отмечается лишь в зимнее время, когда канал не работает. Под влиянием оттока грунтовых вод здесь на протяжении 1937—1938 гг. отмечается явное рассоление.

Грунтовые воды этого типа в большинстве случаев пресные или слабоминерализованные; естественное и вторичное засоление почв отсутствует, либо выражается лишь накоплением $CaCO_3$, $CaSO_4$ и небольших количеств Na_2SO_4. В отдельных случаях накопление $CaCO_3$ и $CaSO_4$ может достигать весьма больших размеров с образованием плотных известковых и гипсо-известковых горизонтов (шох, арзык), сильно понижающих плодородие почв.

в) Подтип компенсированного транспирацией растений и испарением режима грунтовых вод

Во многих пустынно-степных районах мы сталкиваемся с частичной недренированностью местности и с суглинисто-глинистыми почвообразующими породами, которые обладают низким коэффициентом фильтрации.



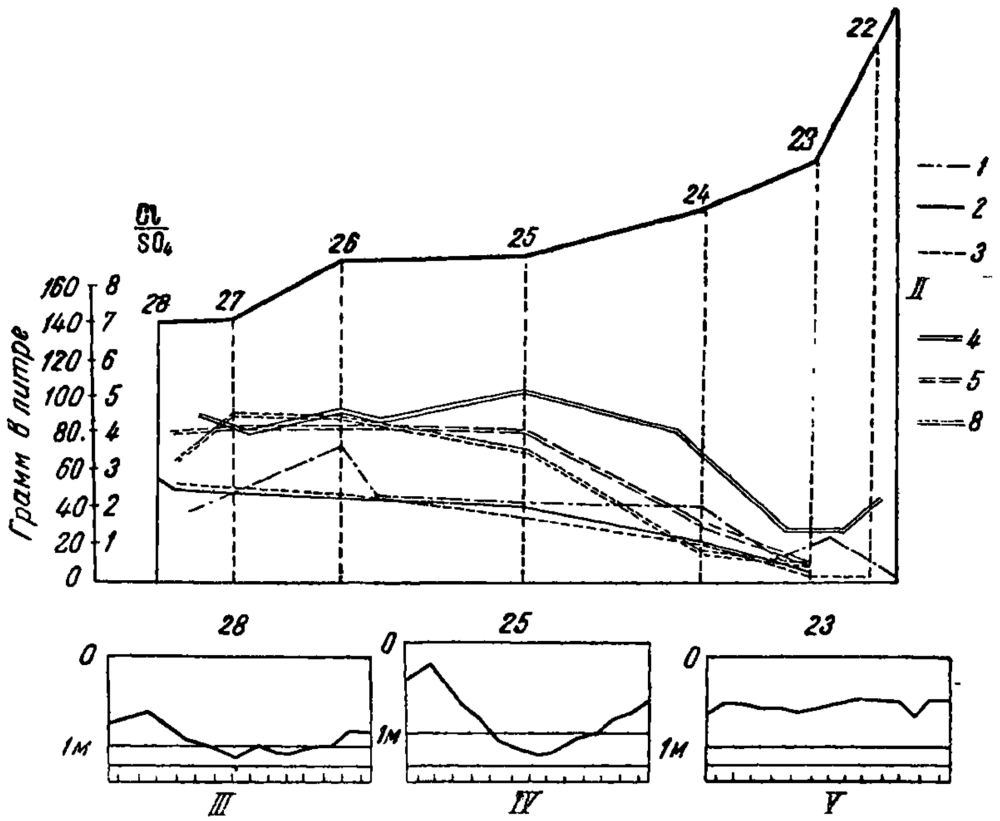


Рис. 23. Динаммка уровня грунтовых вод и их минерализации в условиях интенсивного питания и оттока их (Вахш; Керзум и Грабовская):

I — створ скважин от каналов к сбросу; *II* — минерализация грунтовых вод по створу; отчетливо видны зона опреснения грунтовых вод у канала и зона засоления в нижней части склона; *III*, *IV* — скважины № 28 и № 25 — режим грунтовых вод компенсирован стоком и испарением; V — скважина № 23 — режим грунтовых вод компенсирован в основном транспирацией и стоком:

1 — сухой остаток осенью 1936 г.; *2* — сухой остаток весной 1937 г., *3* — сухой остаток осенью 1937 г.; *4* — $\frac{Cl'}{SO'_4}$ осенью 1936 г.; *5* — $\frac{Cl'}{SO''}$ весной 1937 г.; *6* — $\frac{Cl'}{SO''_4}$ осенью 1937 г.

Соответственно роль подземного оттока грунтовых вод в этих условиях невелика и играет подчиненную роль в сравнении с расходом грунтовых вод на транспирационную деятельность растений и на испарение.

То же в настоящее время имеет место и в большинстве орошаемых оазисов. Здесь также наиболее распространенным случаем будет расходование почвенно-грунтовых вод не столько на подземный отток, сколько на транспирацию растительным покровом (естественным и культурным) и на прямое испарение с поверхности почвы.

Описываемый подтип режима грунтовых вод характерен для большинства орошаемых территорий Средней Азии и Закавказья, проявляясь преимущественно в периферических частях дельт и конусов выносов, в центральных частях древних аллювиальных террас. Этот подтип режима грунтовых вод господствует на равнинах Каспийской низменности, в Кура-

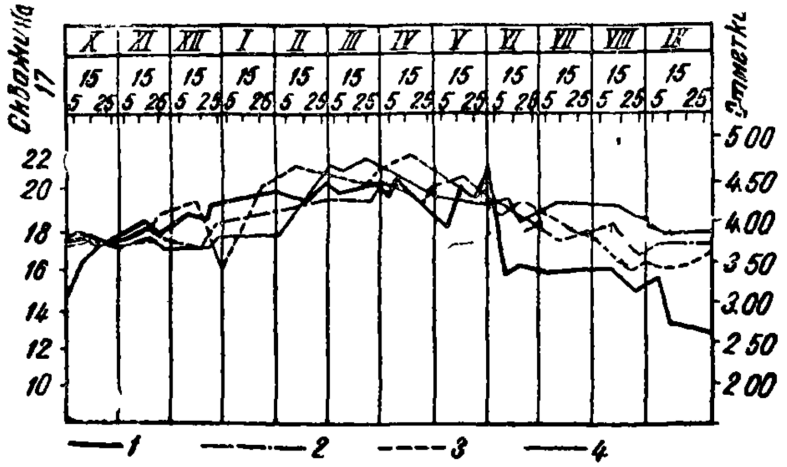


Рис. 24. Динамика уровня грунтовых вод на неорошаемых массивах Голодной Степи с близкими грунтовыми водами.

1 — 1912/13 г.; *2* — 1913/14 г.; *3* — 1914/15 г.; *4* — 1915/16 г.

Араксинской низменности, в дельте р. Аму-Дарьи, в староорошаемых районах Ферганы и Бухары, а также в орошенных и бессточных частях Голодной Степи.

Характерными признаками данного подтипа режима грунтовых вод являются: близкое залегание их к поверхности с приближением в отдельные периоды до критической глубины и выше (1,5—2—3 м), выраженность сезонных колебаний и отчетливая (50—100 см) амплитуда; для орошаемых районов — заметные подъемы после поливов и иногда наличие летнего ирригационного максимума уровня (рис. 10, 11, 24, 25).

Районы с подобным подтипом режима грунтовых вод отличаются развитием процессов засоления почв и грунтовых вод, особенно при уничтожении растительного покрова, а на орошаемых почвах — при низкой агротехнике и изреженности растений на полях.

Помимо накопления в грунтах $CaCO_3$, $CaSO_4$, здесь имеет место отчетливое накопление Na_2SO_4, $MgSO_4$ и $MgCl_2$. Однако соленакопление в этих почвах не сосредоточено в поверхностных горизонтах, а идет по все-

му профилю. Состояние засоленности этих почв характеризуется известной неустойчивостью; все участки, недостаточно хорошо закультивированные покровом люцерны или хлопчатника, а также все пустующие внутриоазисные земли начинают засоляться до стадии солончаков вследствие того, что расход грунтовых вод при этом в основном направлен в сторону испарения, а не транспирации.

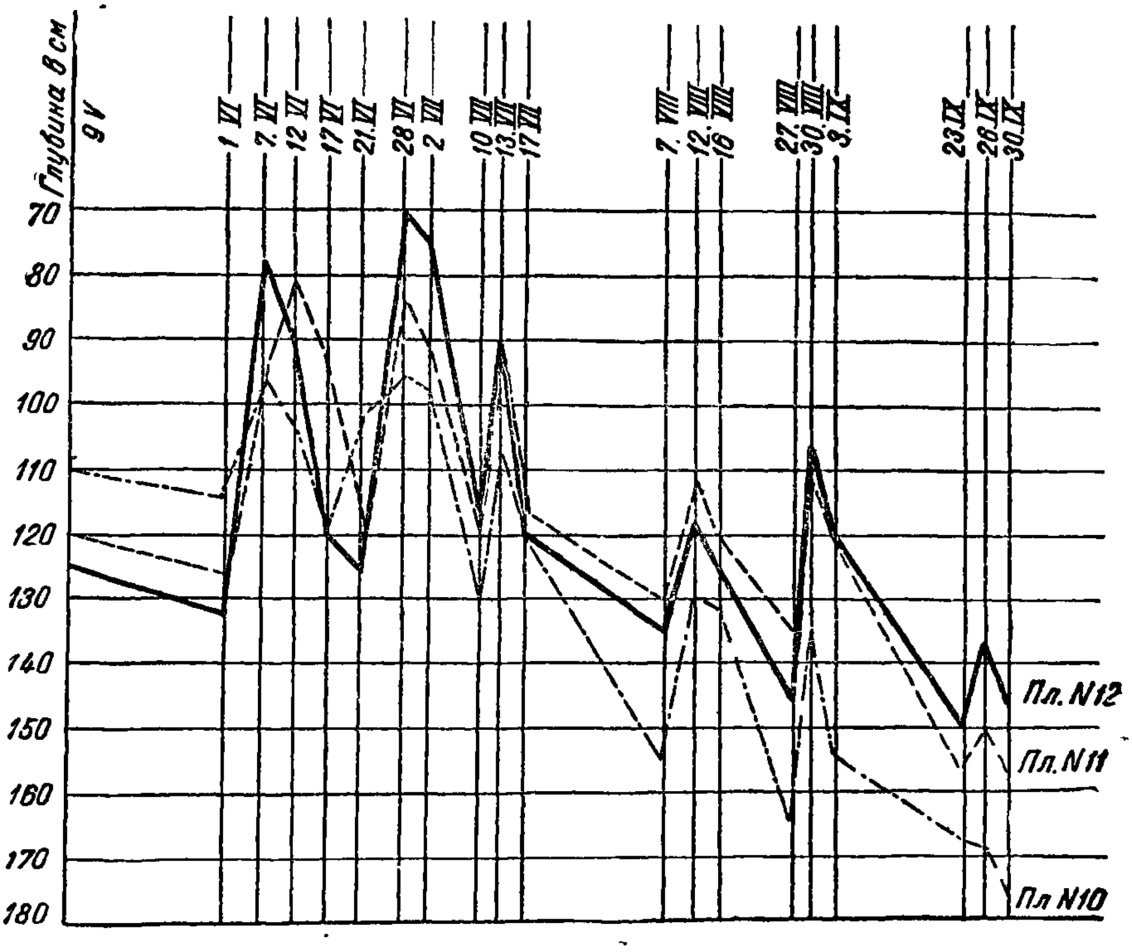


Рис. 25. Режим уровня грунтовых вод под люцерной первого года вегетации (Фергана; Шувалов).

Площадка № 10—люцерна очень хорошая, площадки № 11 и № 12—люцерна изреженная.

Задачей мелиорации и правильного использования этих территорий в сельском хозяйстве является уменьшение приходных статей водного баланса путем рационализации водопользования и борьбы с фильтрацией в ирригационной сети и на полях, а в отдельных случаях — снижение и отвод грунтовых вод гидротехническими мерами.

Особое значение, однако, нужно придать мероприятиям по уменьшению испарения грунтовых вод с поверхности почв путем поддержания рыхлого структурного состояния поверхности поля и путем увеличения расхода почвенно-грунтовых вод на транспирацию, добиваясь высокой густоты стояния сельскохозяйственных растений.

г) Подтип компенсированного испарением режима грунтовых вод

Этот подтип распространен значительно менее, чем два предыдущих, но вместе с тем он обычен для бессточных солончаковых областей, располагающихся на периферии поливных оазисов, на окраинах дельт и в раз-

личного рода замкнутых древнерусловых понижениях и высыхающих озерных впадинах.

Примерами районов преобладания компенсированного испарением подтипа режима грунтовых вод являются сплошные солончаковые пространства внутренних частей дельты и поймы Волги, Терека, Аму-Дарьи, солончаковые массивы Каспийской и Кура-Араксинской низменностей, древнерусловые солончаковые впадины Голодной Степи, Вахша (Караланг) и Центральной Ферганы (Ащекуль, Сары-су).

Признаками этого подтипа режима грунтовых вод являются большая близость их к поверхности (выше критической глубины — 0,5—1,5 м), резко выраженная амплитуда и сезонные колебания (2—1,5 м), а иногда выход грунтовых вод в зимне-весеннее время на поверхность. В неорошаемых районах максимум уровня обычно приходится на март — апрель, а минимум на сентябрь — октябрь. В орошаемых же районах максимум подъема уровня приходится на июль — август.

Компенсированный испарением через почву подтип режима грунтовых вод влечет за собой прогрессивное соленакопление в грунтовых водах и грунтах, с образованием предельно высокоминерализованных грунтовых вод —40—70 г/л, а иногда и соляной рапы с концентрацией 200—300 г/л в солончаках и сильно солончаковых почвах, бесплодных и непригодных для сельского хозяйства без тяжелых мелиораций.

Освоение территорий, имеющих подобный подтип режима грунтовых вод, возможно только после коренного изменения типа режима, организации их подземного стока с помощью глубокого дренажа, снижения уровня ниже критической глубины и многократных промывок.

Б. Неустановившийся положительно декомпенсированный тип режима грунтовых вод

Ведущим признаком режима грунтовых вод данного типа является прогрессивное у в е л и ч е н и е их запаса вследствие того, что суммарный ежегодный приход грунтовых вод оказывается б о л ь ш е суммарного годового расхода и не балансируется (не компенсируется) последним.

Подобный характер ежегодного баланса грунтовых вод ведет к увеличению их запаса и подъему уровня из года в год.

По мере приближения уровня грунтовых вод к дневной поверхности возрастает роль наземных факторов; увеличивается доля расхода грунтовых вод на испарение и транспирацию, доля же расхода на сток относительно уменьшается, хотя и может возрастать абсолютно.

Если для установившегося компенсированного типа режима грунтовых вод характерно ежегодное воспроизведение и однотипность графика колебания уровня, то для положительно декомпенсированного типа режима характерно ежегодное смещение максимального и минимального уровня. Иногда интенсивность общего увеличения запаса грунтовых вод и подъема их уровня настолько велика, что в пределах годового цикла даже нельзя выделить сезонного минимума и сезонного максимума. График ре-

жима грунтовых вод при этом характеризуется общим линейным или ступенчатым подъемом (рис. 20).

Положительная декомпенсация грунтовых вод (превышение прихода над расходом) может быть обязана двум причинам:

а) увеличению приходных статей баланса грунтовых вод при мало изменяющемся их расходе;

б) уменьшению расхода грунтовых вод при сохраняющейся величине их прихода.

Соответственно в пределах этого типа мы различаем два подтипа:

а) положительно декомпенсированный увеличением питания грунтовых вод;

б) положительно декомпенсированный уменьшением расхода грунтовых вод.

а) Подтип положительно декомпенсированного увеличением питания режима грунтовых вод

Этот подтип может возникать во вновь орошаемых районах, когда сложившийся естественный, установившийся компенсированный тип режима грунтовых вод резко нарушается притоком фильтрационных вод из сети вновь построенных ирригационных каналов и избыточно-поливных и сбросных вод. При неизменном оттоке или лишь при небольшом его увеличении это влечет за собой резкое повышение запаса и уровня грунтовых вод.

Этот же подтип может возникать на неорошаемых массивах, прилегающих к орошенным областям, примером чего могут служить целинные равнины Голодной Степи, прилегающие к освоенной территории.

Возникновение этого подтипа режима грунтовых вод является грозным признаком надвигающегося вторичного засоления и заболачивания почв, так как при этом происходит коренное перераспределение солей, имеющихся в толщах грунта и почвы, приближение минерализованных грунтовых вод к поверхности и общее усиление процессов соленакопления.

Рассмотрим отдельные примеры, иллюстрирующие этот подтип режима грунтовых вод в новых ирригационных системах.

На территориях совхоза Пахта-Арал, судя по данным Н. А. Димо, Б. Конькова и Е. Петрова, до орошения грунтовые воды залегали на глубине 8—10 м и относились к типу первично компенсированного подземным стоком.

Кривая годового залегания уровня приближалась к прямолинейной горизонтальной форме с небольшой амплитудой в пределах 20—30 см в год.

Поднятие уровня грунтовых вод отвечало с запозданием влажному зимнему и ранне-весеннему периоду выпадения атмосферных осадков. Этот тип режима грунтовых вод в Голодной Степи сохранился и сейчас в удаленных от орошаемых территорий целинных районах.

В качестве примера приводится график режима грунтовых вод по колодцу № 24, удаленному от распределителя К-20 на 12 км (рис. 26). После проведения пахта-аральского распределителя К-20 и начала оро-

шения первичный компенсированный подземным стоком режим грунтовых вод резко сменился положительно декомпенсированным типом режима.

По данным Б. Конькова и Е. Петрова, этот подъем протекал особенно бурно в первый год орошения (подъем уровня на 82%) и значительно спокойнее во второй год орошения.

На рис. 42 во II части книги приведен график многолетних колебаний уровня грунтовых вод на территории Пахта-Аральской опытной станции. На этом графике можно видеть скачок уровня грунтовых вод, вызванный орошением, и затем неуклонный подъем их вплоть до 1932 г. (график взят из работы Е. Петрова и дополнен нашими данными).

С момента начала работы канала и орошения обслуживаемой им территории в зоне до 1,5—2 км грунтовые воды начали повышать свой уровень из года в год почти без сезонных колебаний. Скорость этого неуклонного подъема уровня была наибольшей вблизи канала и постепенно замедлялась по мере удаления от него.

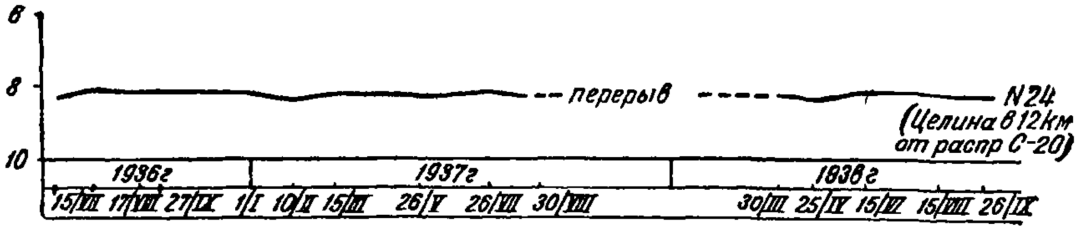


Рис. 26. График режима грунтовых вод Голодной Степи вне влияния орошения.

В течение второго гидрологического года скорость подъема грунтовых вод начала замедляться, что надо приписать увеличению расхода их на испарение и транспирацию по мере приближения к поверхности, а также в связи с некоторым увеличением расхода на отток вследствие повышения напора.

Вскоре наступила компенсация нарушенного баланса грунтовых вод, и положительно декомпенсированный тип режима с восходящим графиком сменился к 1935—1937 гг. вторично компенсированным транспирацией и испарением типом режима грунтовых вод с установившимся, ежегодно воспроизводимым графиком их сезонного колебания. Однако при этом баланс и режим грунтовых вод были компенсированы в основном не подземным стоком, как прежде, а испарением и транспирацией, что способствовало росту засоленности почв.

Основной особенностью этого вторичного компенсированного типа режима грунтовых вод в условиях совхоза Пахта-Арал является отчетливо выраженная амплитуда уровня их между весенне-летним (март — июль) максимумом и осенним (сентябрь — октябрь) минимумом, достигающая 75—100 см, а иногда 150—200 см (рис. 27).

Этот тип режима грунтовых вод свойственен большинству староорошаемых территорий Голодной Степи, имеющих грунтовые воды на глубине 3—4 м.

На рис. 26, 27 отчетливо иллюстрируются те резкие различия и особенности режима грунтовых вод, которые характерны для целин Голодной Степи и территорий староорошаемых. В период 1940—1942 гг. Голодная Степь вследствие увеличения фильтрации в сети, широкого введения культуры риса, применения промывок солончаков без дренажа, недостаточности существующей коллекторно-дренажной сети пережила еще раз резко выраженную положительную декомпенсацию грунтовых вод. Грунтовые воды со средней глубины в 1938—1939 гг. 2,5 м весной и 3,5 м

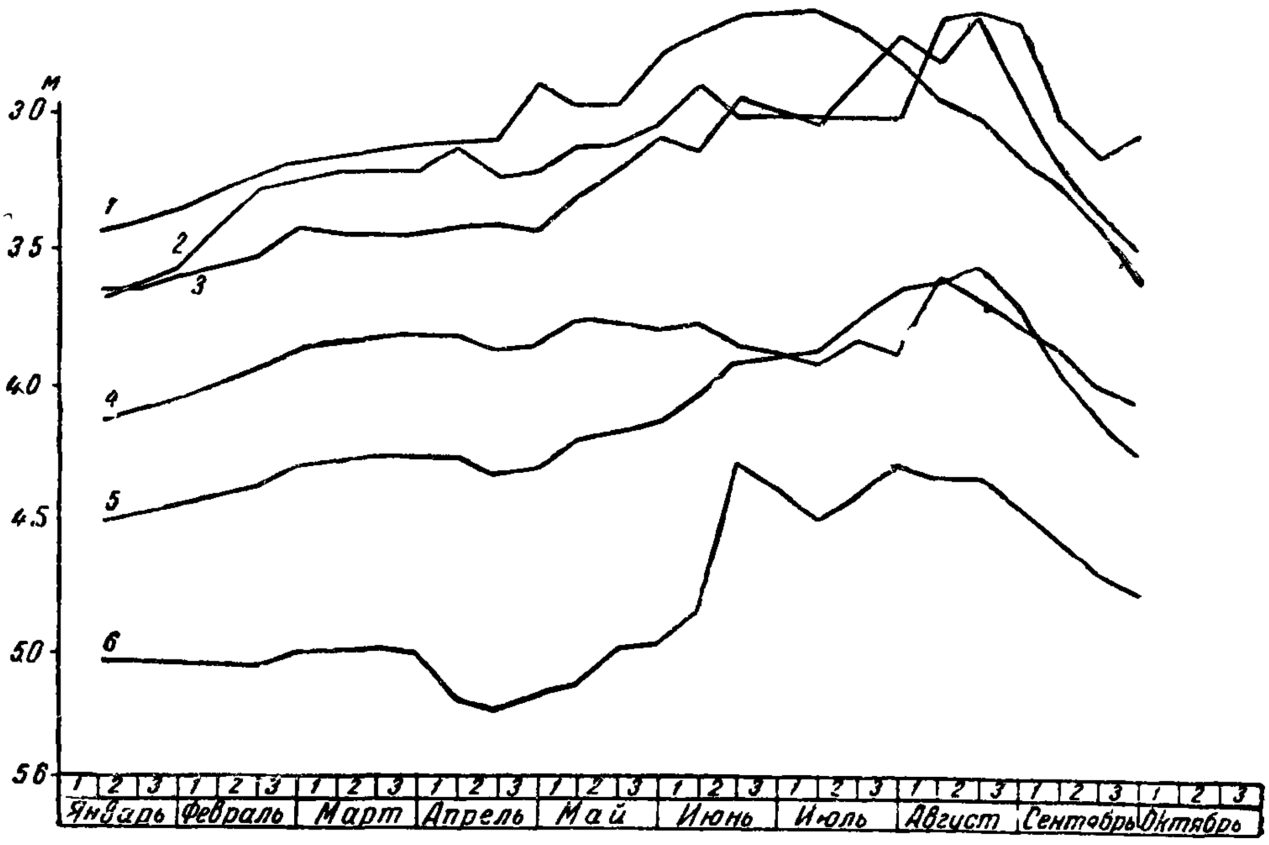


Рис. 27. График сезонного режима грунтовых вод на орошаемых полях совхоза Пахта-Арал:

1 — отд. им. Сталина; *2* — отд. Октябрьское; *3* — отд. им. 1 Мая, *4* — отд. им. Ильича; 5 — отд. им. Коминтерна; *6* — отд. им. Дзержинского.

осенью поднялись в 1940 г. до 2,20—2,8 м, в 1941 г. до 1,80—2,00 м, а в 1942 г. до 1,00—1,20 м. При этом осенний минимум уже не был выражен и совпал по глубине грунтовых вод с весенним максимумом (рис. 20).

Еще более интересный пример мы находим в работах Н. И. Савинова и В. Н. Филипповой по изучению динамики уровня грунтовых вод в долине р. Малый Узень на вновь орошаемом опытном участке за период с 1935 по 1938 г.

На рис. 28 мы приводим результаты этих наблюдений.

Грунтовые воды до орошения залегали на глубине 7—9 м. За три года орошения уровень грунтовых вод, равномерно повышаясь в среднем на 50—100 см в год, поднялся на 1,5—3 м, а в отдельных случаях даже на 3,5 м.

Исходный тип режима грунтовых вод относился здесь к первично компенсированному подземным стоком и отчасти транспирацией и носил

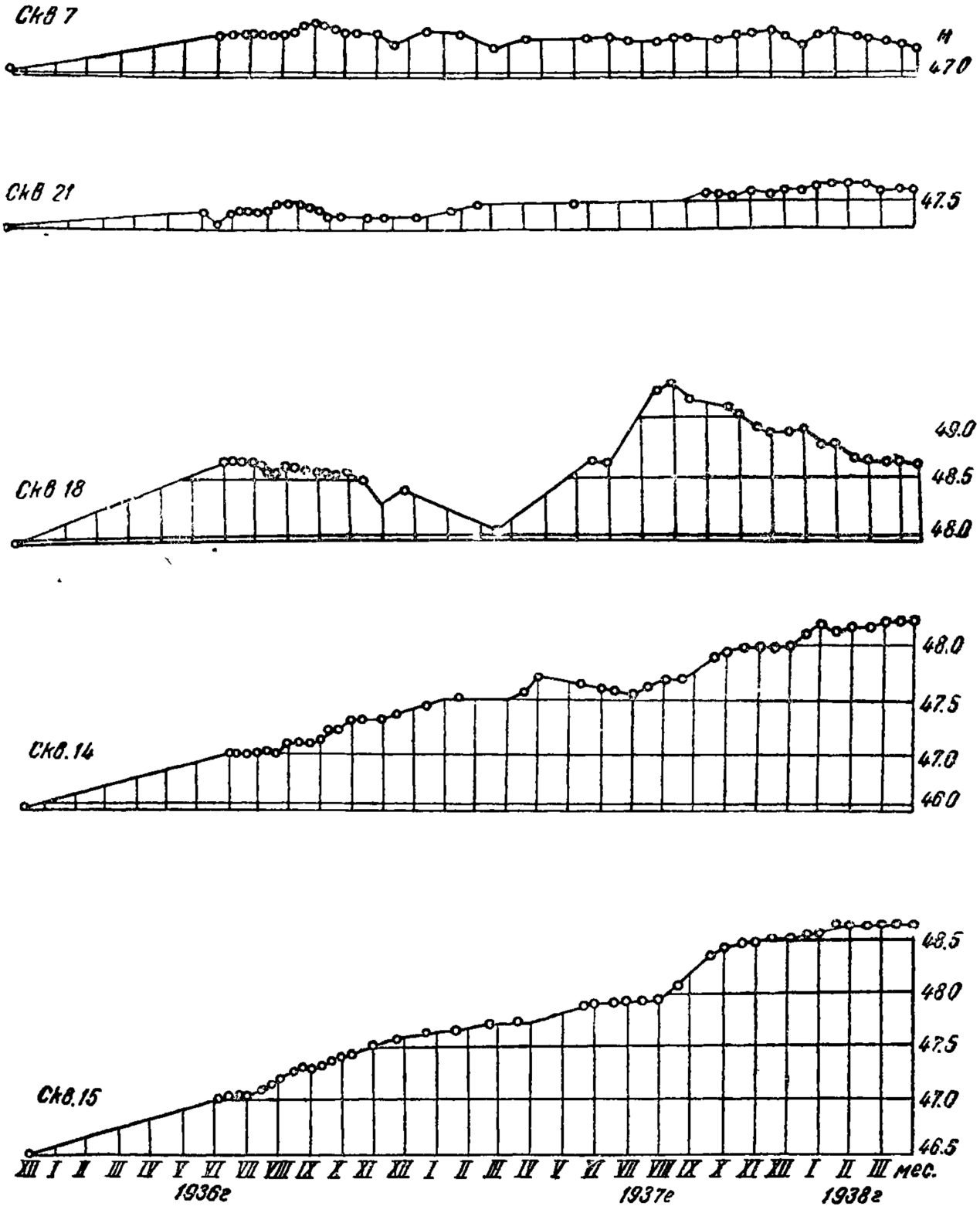


Рис. 28. Динамика уровня грунтовых вод на Малоузенском орошаемом участке за период 1936—1938 гг.

характер горизонтальной прямой с небольшими колебаниями, отвечающими с запозданием зимне-весенним атмосферным осадкам.

На рис. 28 этот исходный тип режима грунтовых вод иллюстрируется скважиной № 7.

С первых дней работы вновь построенных ирригационных каналов и с начала орошения грунтовые воды обнаруживают почти повсеместный подъем, причем график режима грунтовых вод носит почти правильный восходящий прямолинейный характер с небольшими остановками на поздне-летний и осенний периоды.

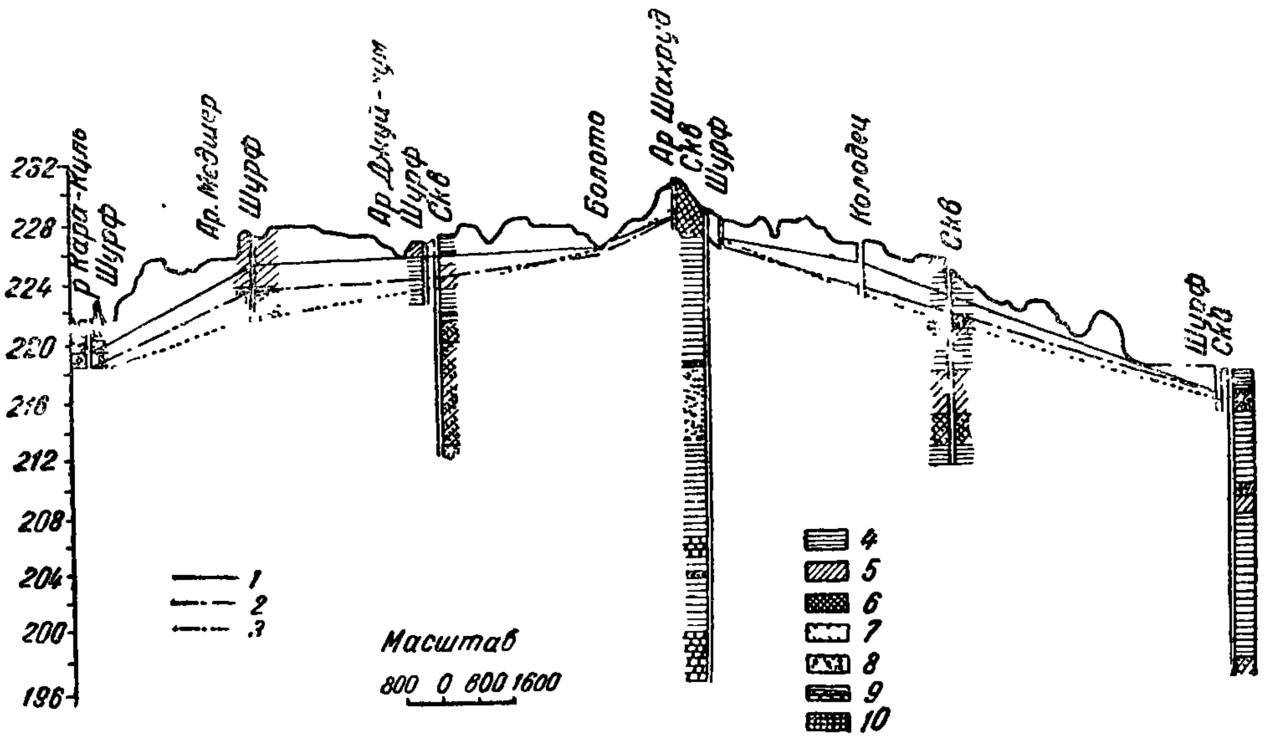


Рис. 29. Динамика уровня грунтовых вод в Шахрудском оазисе за период 1931—1933 гг. (Шмидт):

1 — горизонт грунтовых вод на апрель 1933 г., *2* — то же на октябрь 1932 г., *3* — то же на октябрь 1931 г.; *4* — глина; *5* — суглинок; *6* — супесь; *7* — песок; *8* — галечник; *9* — песчаник; *10* — мергелистая глина.

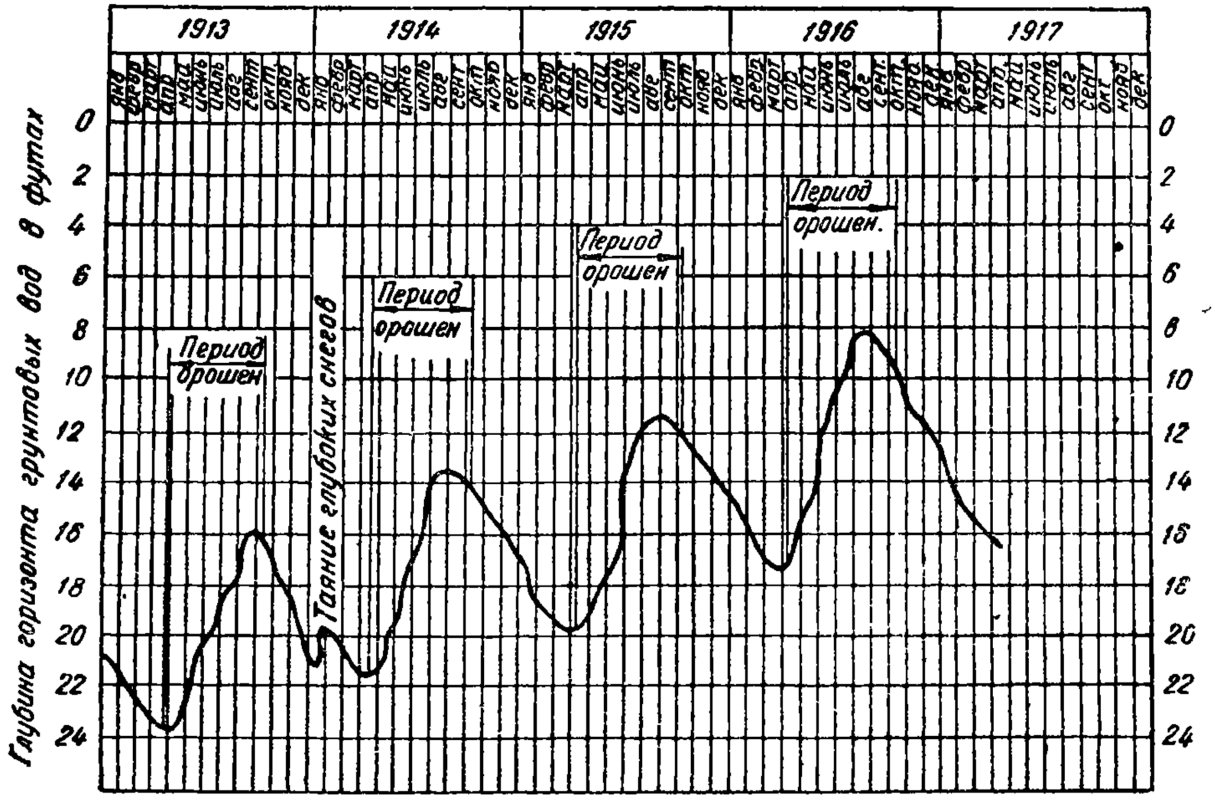


Рис. 30. Динамика уровня грунтовых вод в Boise Valley в США.

На третьем году орошения скорость подъема грунтовых вод начала замедляться, компенсируясь увеличением расхода их на испарение и транспирацию (отчасти на сток).

Просматривая графики режима, можно видеть, что некоторые из них обнаруживают затухание подъема кривой уровня в зимне-весенние месяцы, с декабря по июнь — июль.

Замедление подъема грунтовых вод в 1938 г. свидетельствует о переходе положительно декомпенсированного типа режима грунтовых вод во вторично компенсированный тип, соответствующий местным условиям водопользования, геоморфологии и климата.

Приводим еще один пример положительной декомпенсации грунтовых вод в Шахрудском оазисе (рис. 29).

За ряд лет (1931—1933 гг.) уровень грунтовых вод поднялся в оазисе вследствие сброса паводковых вод и других причин на 1—3 м в среднем, что повело к значительному усилению процессов засоления почв.

На рис. 30 приводится известный уже в литературе график режима грунтовых вод на вновь орошаемой ирригационной системе после начала орошения (по Боркхолдеру).

Во всех случаях на третьем, пятом, а иногда и седьмом — десятом году после начала работы ирригационной системы положительно декомпенсированный подтип режима грунтовых вод переходит во вторично компенсированный подтип.

В большинстве случаев уровень грунтовых вод в конечном счете устанавливается на глубине 1,5—3 м. В недренированных и малодренированных условиях при этом сложится вторично компенсированный транспирацией и испарением тип режима грунтовых вод, ведущий к соленакоплению.

В тех случаях, когда местность характеризуется известной дренированностью, компенсация может быть в большей степени обязана увеличению подземного оттока грунтовых вод и явления вторичного засоления могут не наступить (Приташкентский оазис).

Во всех, однако, случаях формирование в пределах ирригационной системы и на прилегающих к ней территориях положительно декомпенсированного за счет увеличения питания подтипа режима грунтовых вод влечет опасность вторичного засоления и заболачивания. Именно на этой фазе режима грунтовых вод вторичное засоление носит выраженный катастрофический характер.

Основные мелиоративные мероприятия для борьбы с подъемом грунтовых вод в этих случаях должны быть направлены на уменьшение питания их (борьба с фильтрацией в ирригационной сети, жесткая дисциплина водопользования, осторожное изменение сложившегося коэффициента земельного использования, бороздковый способ полива). Если подъем носит особенно резко выраженный характер и перечисленных мероприятий недостаточно, радикальной мерой борьбы с этим подтипом баланса и режима грунтовых вод явится сооружение дренажно-коллекторной сети.

б) Подтип положительно декомпенсированного ухудшением оттока режима грунтовых вод

Этот подтип имеет сравнительно ограниченное распространение и возникает после ухудшения естественной дренированности местности вследствие постройки различного рода водохранилищ, плотин или каналов, подпирающих поток грунтовых вод.

Он может возникать также в ирригационных системах вследствие неправильной эксплоатации и запущенности дренажно-коллекторной сети, которая перестает выводить грунтовые воды, ухудшая их сток.

В некоторых случаях этот подтип режима грунтовых вод может быть обязан повышению базиса эрозии (подъем уровня озера, опускание местности), что также повлечет за собой ухудшение естественной дренированности.

Сходную картину может дать резкое уменьшение расхода грунтовых вод на транспирацию растительности покровом (уничтожение луговой растительности неумеренными выпасами или рубка леса), что, вызывая уменьшение расхода грунтовых вод, влечет за собой их подъем.

Все эти условия даже при сравнительно постоянных величинах приходных статей грунтовых вод могут вести к увеличению их запаса и подъема уровня.

Естественно, что возникновение этого подтипа режима также создает угрозу заболачивания и вторичного засоления местности. Однако, как и предшествующий подтип, он будет сравнительно быстро переходить во вторично компенсированный подтип режима грунтовых вод.

Мелиоративные мероприятия по регулированию баланса и режима грунтовых вод для этого подтипа будут заключаться в улучшении оттока грунтовых вод путем очистки, углубления и правильной эксплоатации существующей дренажно-коллекторной сети либо — в случаях отсутствия последней — путем ее сооружения.

Нужно отметить, что в практической обстановке орошаемых оазисов декомпенсация режима грунтовых вод чаще всего обязана как увеличению питания грунтовых вод, так и ухудшению их оттока. Объясняется это тем, что недооценка в ирригационной системе опасности избыточного водозабора и бесплановое водопользования всегда сочетается, к сожалению, и с недооценкой регулирующего значения дренажно-коллекторной сети, которая зачастую находится в совершенно нерабочем состоянии. Это замечание относится, в частности, и к последнему примеру с положительной декомпенсацией грунтовых вод Голодной Степи в период 1939—1942 гг.

В. Неустановившийся отрицательно декомпенсированный тип режима грунтовых вод

Ведущим признаком баланса и режима грунтовых вод данного типа является прогрессивное у м е н ь ш е н и е запаса грунтовых вод и понижение их уровня вследствие того, что суммарный ежегодный приход грунтовых вод оказывается м е н ь ш е суммарного годового расхода их и не балансируется (не компенсируется) последним.

Отрицательный знак подобного баланса грунтовых вод быстро ведет к уменьшению их запаса и к нисходящему из года в год опусканию их уровня.

С углублением уровня грунтовых вод абсолютная и относительная роль наземных факторов в динамике их начинает постепенно уменьшаться, а доля расхода грунтовых вод на сток начинает относительно возрастать.

И для этого типа режима грунтовых вод не характерны ежегодная однотипность и воспроизводимость графика годового колебания уровня. Отвечая количественным изменениям в составе баланса, их уровень начинает в большей или меньшей степени ежегодно опускаться, сохраняя сезонные колебания при слабых изменениях баланса или утрачивая их при сильном уменьшении запаса грунтовых вод.

Отрицательный знак декомпенсации баланса грунтовых вод может быть обязан уменьшению приходных статей и увеличению расходных.

Соответственно необходимо различать два подтипа:

а) подтип отрицательно декомпенсированного режима вследствие уменьшения питания грунтовых вод;

б) подтип отрицательно декомпенсированного режима вследствие улучшения подземного стока.

а) Подтип отрицательно декомпенсированного режима грунтовых вод за счет уменьшения их питания

В неорошаемых условиях этот подтип режима грунтовых вод формируется в случаях уменьшения питания их вследствие наступления периодов с малым количеством атмосферных осадков или понижения уровня вод в реках, питающих грунтовые воды дельт и пойм.

Наши наблюдения совместно с А. Ф. Большаковым в Каспийской низменности за период 1932—1936 гг. обнаружили, например, для этого отрезка времени ежегодное опускание уровня грунтовых вод, обязанное тому, что за этот период после обильного атмосферными осадками 1932 г. прошел ряд лет с ничтожным количеством атмосферных осадков (рис. 31).

В условиях орошаемого земледелия после переустройства и рационализации ирригационной системы, введения планового нормированного водопользования и бороздковых поливов также происходит формирование этого подтипа режима грунтовых вод.

В качестве примера можно привести Голодную Степь. За время после 1933 г. Управлением ирригационной системы в Голодной Степи были проведены существенные мероприятия по рационализации эксплоатации. Был уменьшен суммарный водозабор в ирригационной системе при одновременном увеличении посевных площадей, и были сильно снижены поливные нормы.

Так, в Мирзачульском районе поливные нормы с 4 670 м³/га в 1933 г. уменьшились к 1937 г. до 2 200 м³/га, а в целом по орошаемым территориям с 3 800 м³/га до 2 190 м³/га.

Широко был введен бороздковый полив, ограничена деятельность крупных магистральных каналов в зимнее время и. т. д.

Все это привело к заметному из года в год понижению грунтовых вод в различных частях Голодной Степи. Соответственно в этот период вторично компенсированный испарением и транспирацией подтип режима грунтовых вод, снойственный староорошаемым территориям ее, сменился отрицательно-декомпенсированным типом. Это особенно хорошо видно на режиме грунтовых вод в районе Шурузякского массива за период 1934—1938 гг.

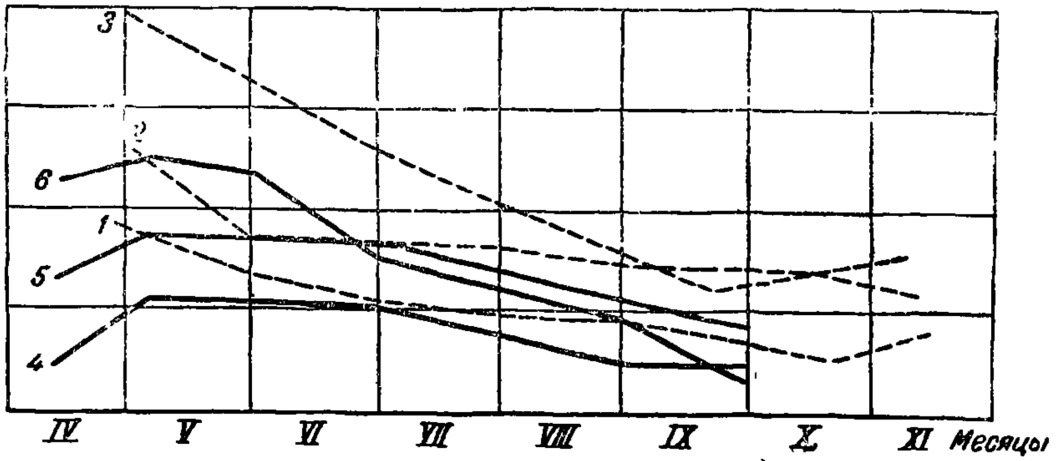


Рис. 31. Режим уровня грунтовых вод в почвах центральной части Каспийской низменности.

Данные 1934 г.: *1* — большая падина; *2* — солонец; *3* — западина.
Данные 1935 г.: *4* — большая падина; *5* — солонец; *6* — западина.

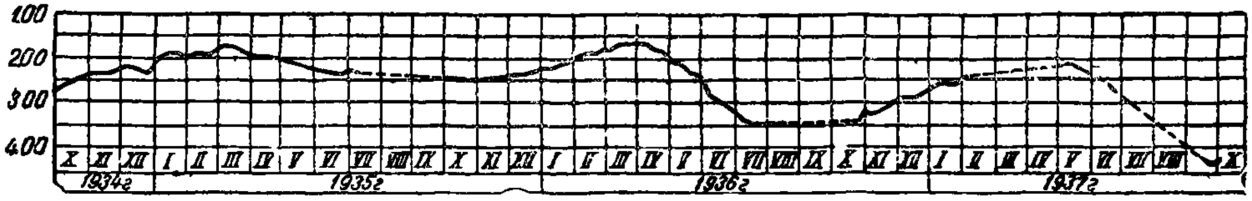


Рис. 32. Режим уровня грунтовых вод Шурузякского массива (Голодная Степь) за период 1934—1938 гг.

Грунтовые воды к 1938 г. залегали здесь на глубине 2,5—3,7 м и питались притоком со стороны и фильтрацией из Шурузякского коллектора.

Амплитуда колебаний уровня грунтовых вод достигала 1,5—2,5 м, а считая пики — 3 м.

На протяжении 1934—1938 гг., сохраняя общую картину годового колебания уровня, грунтовые воды обнаруживают характерный для отрицательно декомпенсированного подтипа режима грунтовых вод общий спад по точкам максимума и минимума их уровня (рис. 32, табл. 24).

То же обнаруживается в эти годы по наблюдательным скважинам на Волынском поперечнике. Волынский поперечник начинается у уреза р. Сыр-Дарьи, проходит вторую террасу, поднимаясь на водораздел между Сыр-Дарьей и Шурузяком, и заканчивается в последнем (рис. 33, 34).

Графики режима грунтовых вод по скважинам № 75, 76 обнаруживают отчетливо выраженную отрицательную декомпенсацию водного баланса всего района и снижение как максимальных, так и минимальных уровней грунтовых вод.

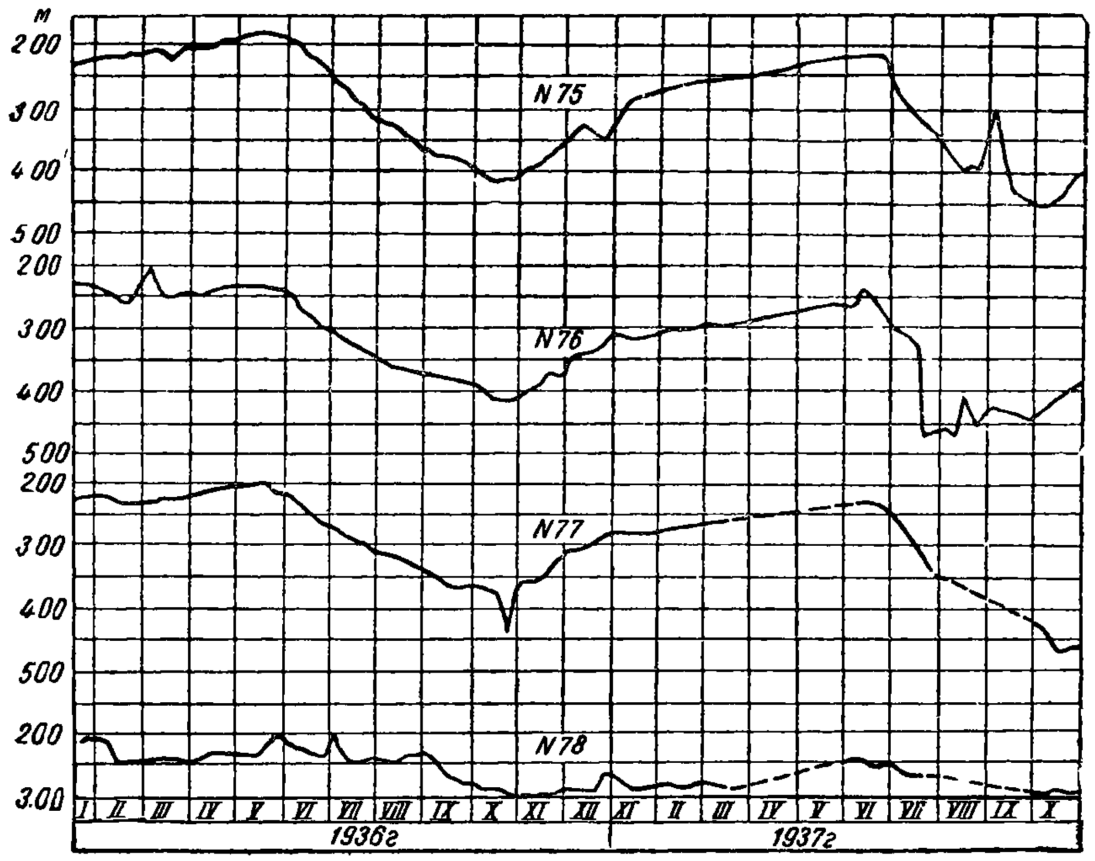


Рис. 33. Режим уровня грунтовых вод на Верхневолынском участке Голодной Степи за период 1936—1937 гг.

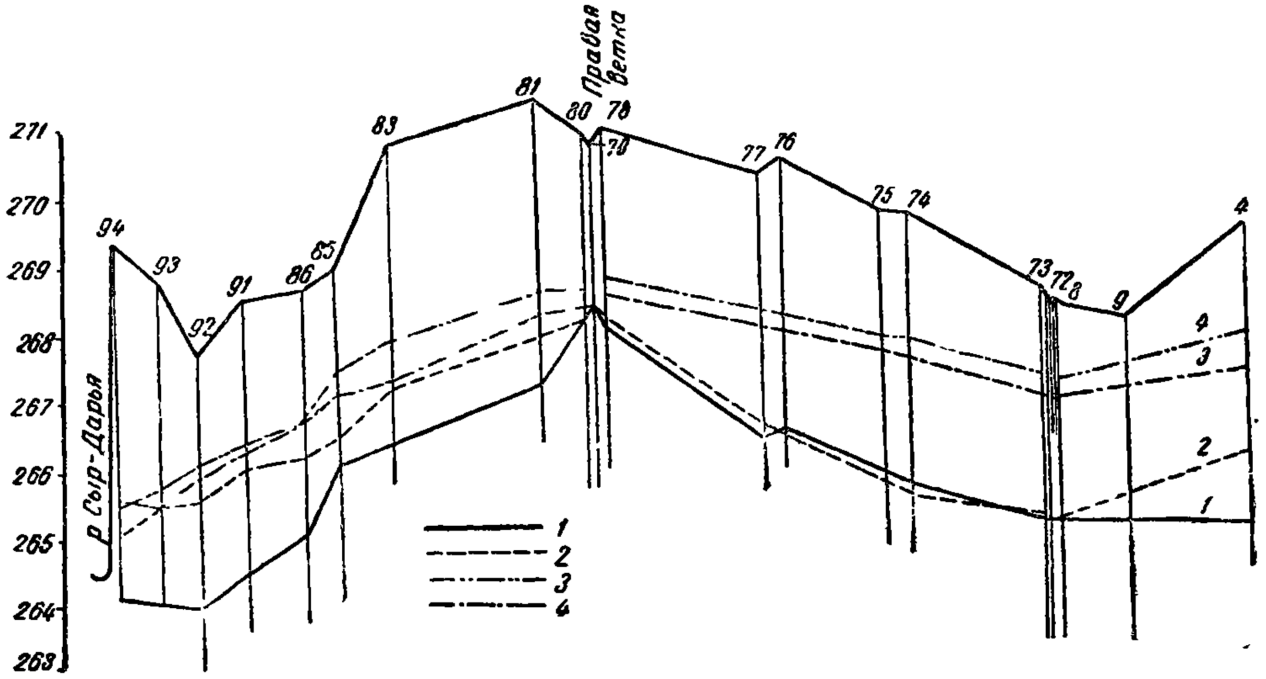


Рис. 34. Динамика уровня грунтовых вод в Присырдарьинской зоне в районе командования правой ветки Голодной Степи за период 1936—1937 гг.:

1 — 4-я пятидневка октября 1937 г.; *2* — 4-я пятидневка октября 1936 г.; *3* — 4-я пятидневка мая 1937 г.; *4* — 4-я пятидневка мая 1936 г.

Таблица 24

Максимальные и минимальные глубины уровня грунтовых вод на Шурузякском поперечнике за 1934—1938 гг. (в м)

Колодцы	1934 г.		1935 г.		1936 г.		1937 г.		1938 г.	
	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.	макс.	мин.
7	2,8	—	2,8	1,6	4,0	1,8	4,4	2,5	—	—
3	3,0	—	2,8	1,3	4,0	1,5	4,7	1,7	—	2,8
1	2,0	—	—	1,4	2,9	1,5	2,9	1,7	—	1,9
4	2,7	—	2,6	1,7	3,5	1,8	4,3	2,1	—	—

Так, если сопоставить минимумы на 1936 и 1937 гг. по скважинам № 75, 76, 77, то снижение это выразится величиной 25—40 см. По некоторым скважинам в Присырдарьинской зоне (№ 86, 85, 84) это снижение достигает 50 см, а по ряду скважин (№ 91, 92, 93) на период минимума 80—100 см (рис. 34).

Для сезонного режима грунтовых вод всего района, охваченного поперечником, характерно наступление главного максимума уровня во второй половине мая и в июне. С июля начинается всюду сезонный спад до конца октября, после чего начинается сезонный подъем.

Амплитуда колебаний уровней увеличивается с удалением от р. Сыр-Дарьи, достигая в самых недренированных частях района 200—250 см (№ 75, 76). С приближением к Сыр-Дарье, т. е. с усилением подземного оттока, разница между минимальным и максимальным положениями уровня грунтовых вод снижается до 90—100 см.

Формирование подтипа отрицательно декомпенсированного за счет уменьшения питания режима грунтовых вод является чрезвычайно благоприятным признаком для орошаемого оазиса, поскольку при этом улучшается общее мелиоративное состояние территории, уменьшается сезонное засоление почвы и создаются предпосылки для успешной борьбы с вторичным засолением и для постепенного освоения ранее засоленных земель.

Важнейшей задачей в этих случаях является неуклонное проведение мероприятий, способствующих дальнейшему опусканию уровня грунтовых вод.

Как отмечено выше, отрицательно декомпенсированный за счет уменьшения питания подтип грунтовых вод со временем переходит в компенсированный тип режима, поскольку устанавливается новое соотношение между приходом и расходом грунтовых вод. По мере снижения уровня грунтовых вод ослабляется их расходование на испарение и транспирацию, что и влечет за собой в дальнейшем стабилизацию их уровня и годового режима.

б) Подтип отрицательно декомпенсированного режима грунтовых вод за счет улучшения их подземного оттока

Формирование этого подтипа режима грунтовых вод в неорошаемых условиях трудно подметить, так как процесс усиления подземного стока грунтовых вод, обязанный опусканию базиса эрозии и улучшению естественной дренированности, протекает крайне медленно и неуловимо

для наблюдателя. Несомненно, однако, что в вековом разрезе углубление речных русел при их врезании и переходе пойменных террас в надпойменные сопровождается, конечно, отрицательной декомпенсацией баланса грунтовых вод, обусловливая снижение их запаса и уровня.

Привести цифровой или графический материал для этого бесспорно существующего в природе случая мы не можем.

Значительно чаще мы встречаемся с этим подтипом режима грунтовых вод в условиях орошаемого земледелия. После сооружения в староорошаемых оазисах дренажно-коллекторной сети и при правильной ее эксплоатации баланс и режим грунтовых вод подвергаются коренному изменению вследствие усиления расхода грунтовых вод на отток. Так как при этом условия питания грунтовых вод остаются неизменными, то увеличение расхода грунтовых вод на сток вызывает общее снижение уровня грунтовых вод, растягивающееся на ряд лет.

Один из примеров подобного типа режима грунтовых вод мы находим в Шахрудском оазисе.

До 1933 г., как видно из рис. 29, заимствованного нами из работы М. А. Шмидта, грунтовые воды на всем Шахрудском орошаемом массиве поднимались и относились к типу положительно декомпенсированного режима. Однако в 1934—1937 гг., в связи с проведением ряда мероприятий по рационализации водопользования и постройкой дренажно-коллекторной сети, уровень грунтовых вод начал систематически снижаться.

По данным Н. А. Кенесарина, участки с понижающимся уровнем грунтовых вод заняли центральную часть Шахрудской ирригационной системы. Ежегодное снижение грунтовых вод здесь достигало 70—100 см в верхних частях оазиса, 40—70 в центральных и 20—40 см в периферических частях его (рис. 35).

Такое различие в величине ежегодного понижения уровня грунтовых вод обязано тому, что большая часть дренажно-коллекторной сети расположена именно в центральной зоне массива.

Яркой иллюстрацией роли усиления подземного оттока грунтовых вод в формировании типа режима грунтовых вод являются данные Дэвиса, приводимые нами на рис. 36. Как можно видеть из этого рисунка, до устройства дренажа режим грунтовых вод в 1911—1913 гг. имел резко выраженный положительно декомпенсированный тип. В 1914 и в 1915 гг., после устройства дренажа, режим грунтовых вод имел отрицательно декомпенсированный тип, что было обязано усилению оттока грунтовых вод. В дальнейшем, как видно из графика 1915—1917 гг., режим грунтовых вод приобрел вторично компенсированный характер.

Сравнивая мелиоративное значение этого подтипа режима с рассмотренным предыдущим, следует отметить, что формирование этого подтипа является более благоприятным с точки зрения борьбы с засолением при орошении.

Здесь декомпенсация баланса грунтовых вод обязана их оттоку, что сопровождается выносом из почв и из грунтовых вод легкорастворимых

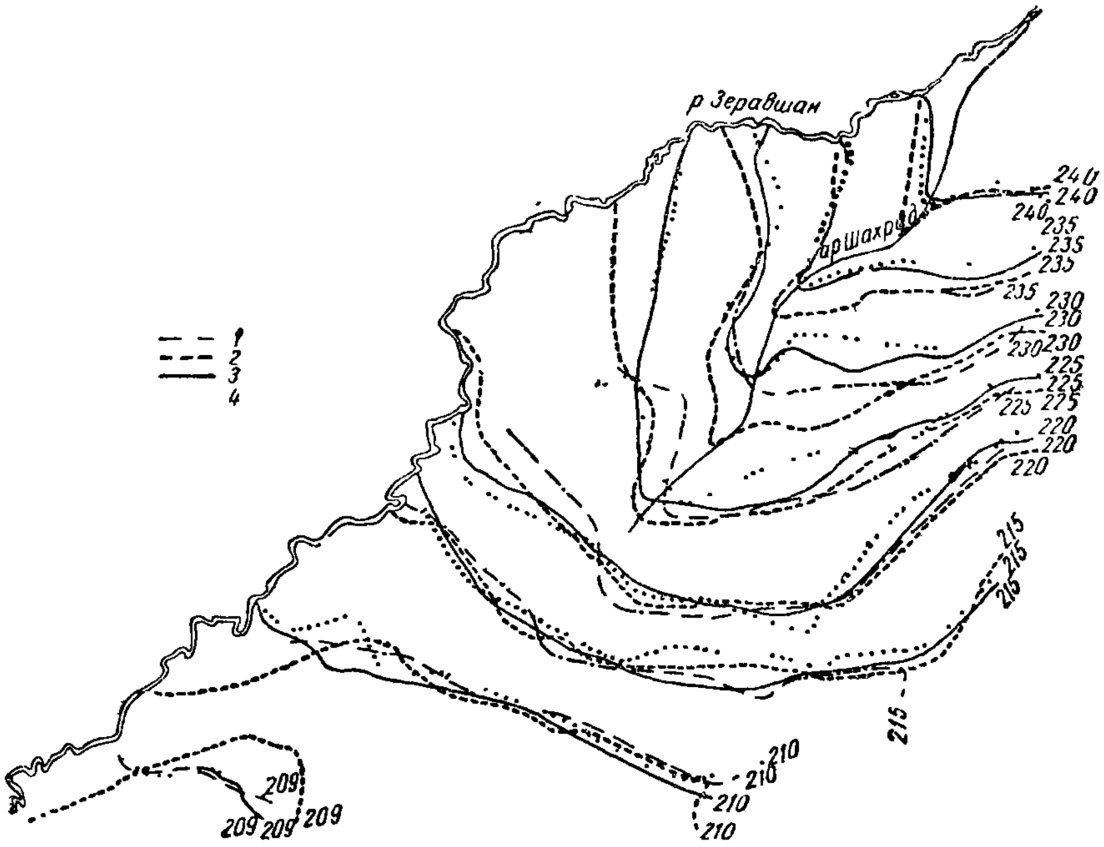


Рис. 35. Динамика уровня грунтовых вод в Шахрудском оазисе за период 1934—1937 гг. (Кенесарин):

Условные обозначения

1 — гидроизогипсы на максимум (апрель — май) 1934 г.
2 — » » » » 1935 г.
3 — » » » » 1936 г.
4 — » » » 1937 г.

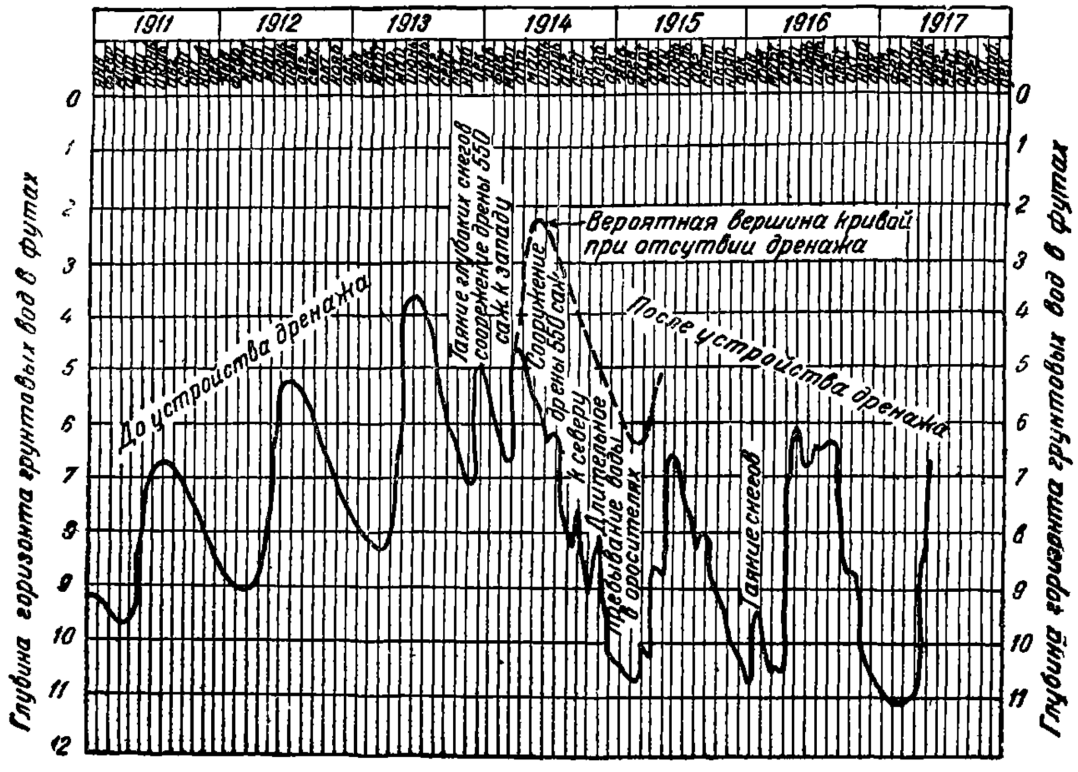


Рис. 36. Динамика уровня грунтовых вод до и после постройки дрен (по Дэвису)

солей. В первом же подтипе (а) данного типа режима, где декомпенсация вызвана уменьшением питания грунтовых вод, легкорастворимые соли остаются в толщах почвенных горизонтов и в грунтовых водах, так как последние расходуются попрежнему на испарение.

Таблица 25

Главнейшие типы режима грунтовых вод зоны орошения СССР

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

Продолжительность этого подтипа режима грунтовых вод кратковременна, так как, начиная с известного момента, вследствие сокращения расхода грунтовых вод на испарение и транспирацию и неизменности величин среднего прихода и расхода грунтовых вод, со временем устанавливается компенсированный режим грунтовых вод.

Анализ предшествующего материала позволяет видеть, что компенсированный тип режима грунтовых вод характеризуется значительной стабильностью во времени, в то время как типы положительно декомпенсированный и отрицательно декомпенсированный являются сравнительно кратковременными, охватывающими промежуток времени в 5—10 лет.

Декомпенсированные типы режима грунтовых вод «стремятся» к переходу во вторично компенсированные типы и разновидности режима.

В заключение этого раздела приводится обзорная табл. 25 и рис. 37 типов и подтипов режима грунтовых вод в связи с процессами соленакопления в почвах.

Мы рассмотрели лишь главнейшие типы и подтипы режима грунтовых вод районов орошаемого земледелия Закавказья и Средней Азии. Несомненно необходима дальнейшая дифференциация типов и подтипов режима и уточнение их характеристики.

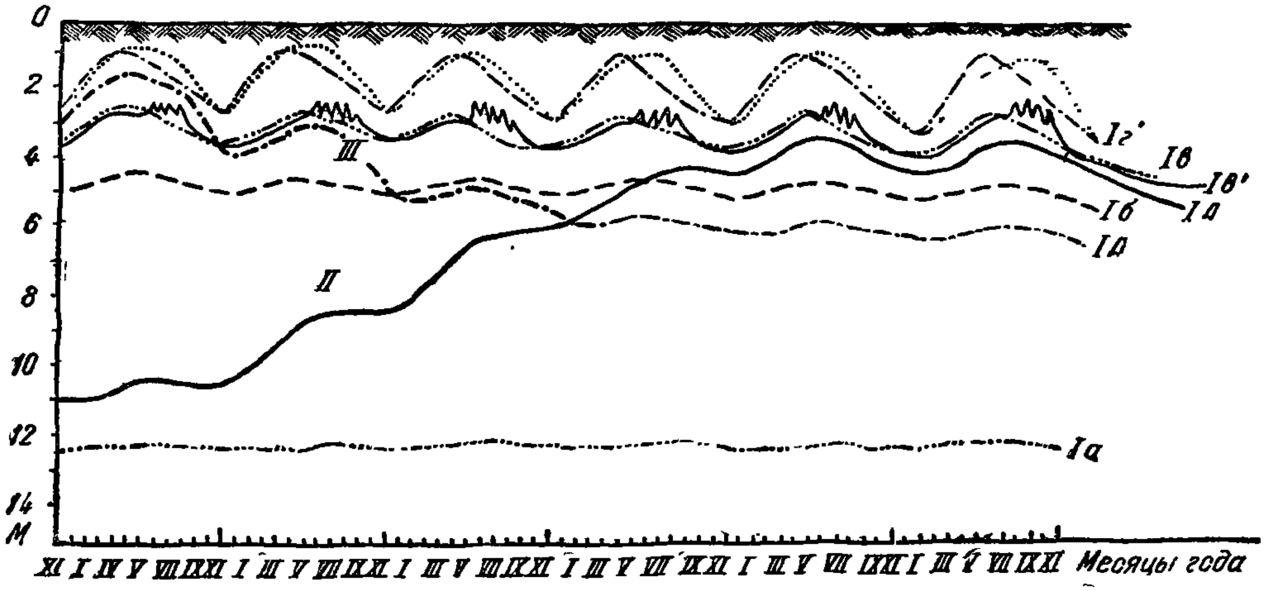


Рис. 37. Схема основных типов режима уровня грунтовых вод.

Iа — компенсированный подземным оттоком; *Iб* компенсированный подземным оттоком и транспирацией; *Iв* — компенсированный транспирацией и испарением; *Iв'* — то же при орошении; *Iг* — компенсированный испарением; *Iг'* — то же на солончаках перелогов в орошаемых районах; *IA* — вторично компенсированные типы; *II* — положительно декомпенсированный; *III* — отрицательно декомпенсированный.

Ближайшей задачей явится более дробная типизация режима грунтовых вод, с выявлением влияния работы каналов, поливов, запасных поливов (аратов) и промывок.

5. Типы режима влажности засоленных и орошаемых почв

Рассмотренные выше материалы позволяют установить три основных типа режима влажности почв орошаемой зоны:

а) элювиального увлажнения,

б) пленочно-капиллярного грунтового увлажнения,

в) капиллярно-грунтового увлажнения.

В пределах каждого из этих типов можно различать подтипы неполивного и полпвного режима влажностп. Установленные типы режима влажности генетически связаны между собою и могут переходить один в другой. Наиболее юной стадией водного режима почв является стадия капиллярно-грунтового увлажнения, свойственная молодым аккумулятивным территориям, характеризующимся малой дренированностью и близкими

грунтовыми водами (дельты и пойменные террасы рек, зоны выклинивания в конусах выноса и т. д.).

В некоторых орошаемых оазисах капиллярно-грунтовое увлажнение почв возникает как вторичное явление после подъема грунтовых вод и приближения их к дневной поверхности.

По мере нормального развития рельефа местности, роста ее дренированности и опускания грунтовых вод капиллярно-грунтовый тип режима влажности почв закономерно сменяется пленочно-капиллярным типом режима влажности, который широко представлен на II террасах рек юга и юго-востока СССР, на равнинах Каспийской низменности, на древних террасах и древних дельтах рек Средней Азии.

Дальнейшее развитие рельефа, сопровождающееся полным отрывом профиля почв от грунтовых вод и снижением их уровня вследствие роста естественной рассеченности (дренированности) местности на большую глубину, влечет установление в почвах элювиальных процессов и элювиального типа режима влажности.

Рассмотрим каждый из типов режима влажности почвы, иллюстрируя их примерами из конкретных природных и хозяйственных условий.

а) Режим влажности почв элювиального увлажнения

В типичной форме мы находим проявление элювиального типа режима влажности в сероземах Средней Азии и каштановых почвах юга и юго-востока СССР.

Исследования режима влажности почв в сероземах проводили Красноводопадское опытное поле, Туркестанская сельскохозяйственная опытная станция, СоюзНИХИ, УзФАН. Наиболее детальный материал из числа опубликованного мы находим в работах И. К. Негоднова и Б. В. Горбунова. Материалы Негоднова (табл. 26) устанавливают, что капиллярная влага в сероземах начинает появляться с октября и главным образом ноября, после первых дождей. Влажность медленно возрастает до величины 15—20—26—35% в самых верхних горизонтах почвы, одновременно постепенно распространяясь в глубину до 100—150 см.

Максимальный запас воды в почве — до 3 000 м³/га — создается к февралю. В марте — апреле эта влага медленно расходуется на испарение с почвы и развитие эфемеров.

Интенсивное уменьшение запаса влаги наступает в мае и июне, когда в верхних 50 см почвы влажность опускается до 3—9%, оставаясь глубже равной 11—16%. Максимальное просыхание почвы наступает в июле—августе, когда запас воды в 1-м толще падает до 960—1 200 м³/га. Особенно подвержены просыханию верхние 20—30 см почвы, где влажность уменьшается до 4—2—1,5%.

В сентябре и октябре начинается вновь постепенное увеличение влажности почв и переход к новому гидрологическому циклу.

В результате летнего иссушения профиль сероземов на глубину от поверхности до 200 см имеет влажность меньше коэффициента завядания и находится практически в воздушно-сухом состоянии.

Таблица 26

Динамика влажности типичного серозема на пшеничном поле (Туркестанская сельскохозяйственная опытная станция 1912—1913 гг. И. К. Погодин)

Глубина в см	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	Январь
0—0,5	6,81	9,62	8,29	1,86	1,59	1,75	4,79	3,54	20,39	26,14	35,73
10	19,06	18,48	9,10	3,38	1,93	2,39	6,01	4,37	15,56	23,92	24,42
20	18,93	14,99	9,18	6,36	4,17	4,94	5,45	5,80	7,03	22,54	20,12
30	19,36	15,60	9,31	6,86	6,53	5,91	6,43	5,90	6,87	22,20	21,34
40	19,98	16,47	9,45	9,31	7,07	7,36	7,28	7,05	6,68	19,13	22,50
50	19,66	16,61	9,47	7,75	7,70	7,24	7,83	8,00	9,03	15,15	21,06
60	19,42	17,42	12,92	8,69	8,38	7,56	9,10	10,99	9,90	14,66	21,27
70	18,71	17,78	15,28	9,78	8,37	8,30	9,12	9,83	9,64	9,51	21,43
80	15,54	17,51	17,47	10,08	10,11	8,84	9,29	10,46	9,65	10,74	20,32
90	11,94	16,81	16,40	11,20	10,51	9,69	9,47	9,47	10,18	10,07	17,17
100	11,39	14,16	13,11	11,68	11,81	10,50	10,07	10,22	11,11	14,54	15,60
Содержание влаги в м³/га											
В слое 0—100	2230	2280	1690	1130	1020	960	1120	1120	1510	2360	3130

Таблица 27

Полевая влажность типичных сероземов на целине и пашне
(на озимом пшеничном поле Пскентский район)

Глубина в см	Целина		Пашня	
	14.IV	9.VI	14.IV	9.VI
0—10	18,40	1,95	25,96	1,75
10—20	9,94	5,61	17,63	4,15
20—30	15,61	10,70	17,86	4,81
30—40	16,74	11,55	19,74	5,87
40—50	17,86	11,56	17,99	6,24
50—60	15,04	11,28	16,59	5,96
60—70	14,77	10,57	15,31	6,31
70—80	13,42	9,76	14,14	7,01
80—90	11,61	9,91	11,69	8,50
90—100	9,74	8,44	10,08	8,83
100—110	5,70	7,38	6,09	6,80
120—130	4,55	5,74	5,22	6,58
140—150	4,60	4,89	5,43	5,33
160—170	4,49	4,82	5,36	5,15
180—190	4,68	4,93	4,80	4,99
Содержание влаги в м³/га				
В слое 0—150	2 290	1 570	2 510	1 160
Запас усвояемой растениями воды в м³/га				
Во всей толще почвы	610	80	880	нет

Темные и выщелоченные сероземы предгорий в эти же сроки хотя и характеризуются несколько большей влажностью, однако и в них запас воды летом совершенно недостаточен для развития растительного покрова, исключая нескольких специфических видов, имеющих глубокую корневую систему (Psoralea drupacea, Capparis spinosa).

Такой же интерес представляют данные Б. В. Горбунова по характеристике типичных сероземов на период апрель — июнь в Пскентском районе (табл. 27). Прошедшие перед 14 апреля дожди в совокупности с влиянием ранее выпавших весенне-зимних осадков промочили почву до глубины 100 см, где установилась влажность около 9—14—17,8%. Уже в июне влажность на этих глубинах оказалась не выше 11,5%.

Весенний запас влаги в толще 150 см был равен 2290 м³/га, или 610 м³/га усвояемой воды. В июне суммарный запас воды в этой же толще упал до 1 570 м³/га, причем доступной для растений воды осталось лишь около 80 м³/га.

Пашня вследствие большой водопроницаемости почв запасла к весне больше воды — до 2 510 м³/га. Но в июне пашня, вследствие расхода влаги на развитие пшеницы, оказалась значительно суше целины, сохранив всего лишь 1 116 м³/га воды в слое 150 см и имея влажность не выше 8,8%. Усвояемой воды при этом в почве уже не оказалось.

Нами исследовался сезонный режим влажности целинных светлых сероземов Голодной Степи в районе, прилегающем к совхозу Пахта-Арал. Результаты этих исследований приведены в табл. 28.

Наблюдения 1939 г. установили, что на целине сероземы Голодной Степи в заметной степени увлажняются в течение зимы и весны на глубину до 40 см. К 30 марта 1939 г. на этой глубине была обнаружена влажность около 13,5—14,4%. В верхних горизонтах при этом влажность была значительно ниже, всего лишь 5—8%. Глубже 40 см влияние атмосферного увлажнения прослеживалось еще до 180—260 см, где влажность после максимума, лежащего на глубине 25—40 см, постепенно опускается до 5,5—6,7%.

Таким образом, естественное зимне-весеннее увлажнение атмосферными осадками в светлых сероземах может распространяться на значительную глубину.

Глубже 260 см намечается сухой горизонт мощностью около 1 м, где влажность особенно мала (4,62—6,52%). Здесь, повидимому, залегает тот «мертвый» горизонт, который установлен Г. Н. Высоцким для черноземных районов СССР и который обязан иссушающему влиянию корней, прекращению на этих глубинах нисходящего влияния атмосферных осадков и отсутствию увлажнения восходящими токами от грунтовых вод.

Начиная с 400—500 см, явно обнаруживается с глубиной некоторое возрастание влажности до 8,02—8,4%. Это обязано, повидимому, увлажнению пленочно-капиллярной каймой грунтовых вод, лежащих здесь на глубине около 8 м.

Суммарный запас воды в этот ранне-весенний период в 3,5-м толще почвы достигает в целинных сероземах примерно 3 000 м³/га.

Таблица 28

Сезонные изменения влажности на целинных светлых сероземах Голодной Степи 1939 г.

Глубина в см	№ 102, влажн. %		№ 101, влажн. %		№ 102, м³/га		№ 101, м³/га	
	30.III	1.IX	30.III	1.IX	30.III	1.IX	30.III	1.IX
0— 2	5,05	3,66	6,19	6,53				
2— 10	8,17	6,09	8,66	6,76	349,1	116,3	352,9	157,88
10— 25	11,41	2,88	11,19	4,49				
25— 40	14,39	4,41	13,48	5,53				
60— 80	6,55	4,91	7,59	6,10	587,0	448,7	595,6	558,9
100—120	5,66	5,02	5,93	5,97				
160—180	6,89	5,24	5,55	5,95	1018,6	749,2	683,2	857,0
210—230	7,68	5,25	4,62	4,83				
260—280	6,85	6,90	5,09	5,93	1333,4	1330,4	1213,2	1133,7
330—350	6,52	8,04	6,65	6,11				
					Всего в слое 350 см			
400—420	7,76	8,09	8,40	7,98				
480—500	8,02	7,76	8,40	8,14	3288,1	2644,6	2843,29	2707,48

Сравнительное изучение запаса воды в сероземах в зависимости от микрорельефа установило, что в сероземах, расположенных на повышениях микрорельефа (разрез №101), весенний запас влаги в толще 3,5 м почти на 500 м³/га меньше, чем в сероземах, расположенных в понижениях рельефа.

Весенний запас влаги в сероземах Голодной Степи составляет всего лишь 24—30% их полевой влагоемкости, т. е. ничтожно мал.

Почти полное бездождье в летний период приводит к тому, что еще в начале лета запас воды в сероземах иссякает полностью и они находятся в воздушно-сухом состоянии. Влажность верхних 200 см почвы к осени опускается до 4—6%, а суммарный запас влаги в толще 3,5 м — до 2 700—2 640 м³/га, или до 22% полевой влагоемкости.

Влажность на глубинах больше 400 см остается в течение года практически стабильной. Осенью вместе с первыми дождями запас влаги в верхних горизонтах почв начинает вновь возрастать.

Голодностепская пустыня характеризуется полным бездождьем всего лета и осени. Поэтому режим влажности в сероземах не нарушается увлажнением после выпадения атмосферных осадков.

В более северных пустынно-степных и степных областях Советского Союза процесс летнего иссушения почв элювиального увлажнения, сохраняя в общем тот же облик, который характерен для пустынь Средней Азии, нарушается летними дождями, выпадающими в это время.

Заканчивая этим рассмотрение примеров элювиального типа режима влажности почв, отметим, что свойственные этому типу черты: отсутствие грунтового подпитывания влагой снизу, наличие просушенного «мертвого» горизонта, как бы изолирующего верхние, увлажняемые атмосферными

осадками толщи почвы от нижележащих, капиллярно-подвешенный характер почвенной влаги в верхних горизонтах, смоченных атмосферными осадками, медленное движение этой влаги в нисходящем направлении могут действовать и действуют лишь в одном направлении — рассоления почв и выноса из них легкорастворимых соединений.

Орошение, увеличивая общее содержание влаги в верхних почвенных горизонтах, усиливает нисходящее движение почвенной воды, тем более, что промачивание под влиянием орошения может распространяться несравненно глубже влияния атмосферных осадков.

В случае отсутствия подъема грунтовых вод при орошении и сохранения элювиального типа режима влажности, после начала орошения процессы рассоления усилятся.

б) Режим влажности почв пленочно-капиллярного грунтового увлажнения

Для режима влажности почв пленочно-капиллярного грунтового увлажнения характерен, кроме увлажнения почвенных горизонтов сверху влагой атмосферных осадков, медленный приток влаги снизу от грунтовых вод, лежащих на глубине 4—6 м.

Приток влаги снизу от грунтовых вод протекает в форме пленочно-капиллярных растворов и может сказываться на высоту до 3—4 м.

С типичными примерами пленочно-капиллярно-грунтового режима влажности почвы мы сталкиваемся обычно на почвах солонцовых комплексов II террас рек юга и юго-востока СССР, древних дельт и II террас рек Средней Азии (сероземно-луговые почвы, такыровидные почвы и такыры).

С этим же типом режима влажности мы сталкиваемся в районах орошаемого земледелия при сравнительно глубоко лежащих грунтовых водах (4—6 м).

Для динамики влажности этого типа характерны в естественных условиях: увлажнение почвенных горизонтов сверху и медленное нисходящее движение растворов в осенне-зимне-весенний период; увлажнение почвенного профиля снизу в осенне-зимне-весенний период вплоть до начала лета под влиянием медленного сезонного подъема уровня грунтовых вод в периоды ослабления или отсутствия испарения; смыкание нисходящих и восходящих растворов, капиллярный сброс влаги вниз и подъем уровня грунтовых вод; летнее просыхание почвы от поверхности вглубь с развитием внутрипочвенного испарения и с отрывом верхних просыхающих почвенных горизонтов от пленочно-капиллярных вод, восходящих снизу.

Подобная динамика водного режима почвы влечет за собой одновременное существование в солевом режиме противоположных процессов. Сравнительно глубокое залегание грунтовых вод и интенсивное промачивание почв атмосферными осадками с поверхности обусловливает вынос легкорастворимых солей из верхних горизонтов почвы и общее развитие процессов рассоления.

В тех условиях, когда почвообразование идет на минерализованных грунтовых водах, подобный режим влажности почв вызывает развитие солонцов или такыров. Однако поскольку профиль почвы остается с извест-

ной глубины под влиянием восходящих пленочно-капиллярных растворов от грунтовых вод и вторая половина лета для динамики влажности почвы характеризуется расходом почвенно-грунтовых вод на испарение и транспирацию, постольку процесс соленакопления все же проявляется в виде накопления солей в горизонтах внутрипочвенного испарения восходящих растворов.

Эта противоположная тенденция почвообразовательного процесса влечет формирование под рассоленным, солонцовым или такырным поверхностным горизонтом — горизонта современного соленакопления. Образуются солончаковатые луговые почвы или солонцы и такыры, связанные с грунтовыми водами через пленочно-капиллярные растворы и имеющие приповерхностные солевые горизонты. Этот тип засоления назван был нами в свое время подсолонцовым типом (1934).

В тех случаях, когда почвообразование не сопровождается развитием солонцов и такыров, пленочно-капиллярный тип режима влажности вызывает образование лугово-степных или лугово-сероземных рассоленных с поверхности почв, но имеющих горизонты соленакопления на глубине 40—60 см от восходящих пленочно-капиллярных растворов, испаряющихся на этой глубине.

Автором совместно с А. Ф. Большаковым велись исследования режима влажности почв Каспийской низменности, для которых характерен именно этот пленочно-капиллярно-грунтовый тип увлажнения. Исследования проводились в 1933—1936 гг. на солонцах, лугово-степных почвах понижений микрорельефа и на лугово-степных почвах больших падин.

Материалы этих исследований обработаны В. А. Ковда и А. Ф. Большаковым (1937, 1938, 1940 гг.). Здесь мы приводим собранные материалы лишь в сокращенной форме, необходимой для иллюстрации изложенных выше положений.

Солонцы, на которых проводились исследования, имели грунтовые воды на глубине 4—6 м. Максимум стояния уровня грунтовых вод приходится обычно на май и частично на июнь, наступая через 30—45 дней после окончания весеннего снеготаяния.

Сезонный профиль влажности солонцов составляется из следующих элементов (табл. 29).

Зона элювиального увлажнения и поверхностного испарения. Она характеризуется резкими колебаниями влажности, обусловленными влиянием атмосферных осадков и испарением. Глубина этой зоны распространяется от поверхности до 30—50 см, охватывая горизонты *A* и *B*. В апреле влажность в этой зоне представлена капиллярной подвешенной водой и достигает 22—25% в верхних 0—10 см и 13—18% на глубине 25—40 см.

В июне и июле влажность опускается до состояния, близкого к воздушно-сухому, и измеряется в верхних 0—5 см 2—3%, глубже—6—9%.

В октябре после первых дождей влажность верхних 10 см вновь поднимается до 20—25%, оставаясь глубже попрежнему в пределах, характерных для воздушно-сухой почвы, 8—9%.

Таблица 29

Режим влажности солончаковатого солонца пленочно-капиллярного грунтового увлажнения 1935 г. (в %)

Дата бурения \ Глубина в см	0—5	10—15	25—30	40—45	55—60	85—90	115—120	185—190	225—230
3.IV	24,7	22,5	18,0	12,3	12,9	—	—	—	—
24.V	4,0	6,6	12,0	11,2	15,3	12,2	14,4	18,5	18,1
29.VII	2,1	4,1	8,6	10,2	11,2	11,5	14,5	15,7	17,9
26.IX	3,0	4,3	8,0	9,2	12,2	—	15,4	15,4	17,8
20.X	24,9	20,1	8,9	9,4	11,3	14,2	16,6	—	—

Дата бурения \ Глубина в см	265—270	305—310	345—350	405—410	445—450	485—490	525—530	585—590
3.IV	—	—	—	—	—	—	—	—
24.V	17,3	17,1	—	18,6	16,7	19,9	18,2	21,7
29.VII	18,5	18,2	17,4	18,1	18,3	20,4	23,1	22,3
26.IX	19,9	18,0	17,2	18,3	18,1	19,3	23,4	21,4
20.X	—	—	—	—	—	—	—	—

Эта зона, таким образом, является сферой воздействия и динамики капиллярно-подвешенной воды.

Зона внутрипочвенного испарения восходящих пленочно-капиллярных растворов. Размещается на глубинах от 30—50 см до 100—120 см и совпадает с соленосным подсолонцовым горизонтом современного соленакопления от восходящих растворов.

В течение всего периода наблюдения — от 3 апреля до 20 мая 1935 г.— влажность остается на этих глубинах сравнительно устойчивой, в среднем 11—13%, несколько больше весной и меньше к осени.

В этой зоне, очевидно, устанавливается равновесие между притоком влаги снизу и ее внутрипочвенным испарением. Здесь влияние поверхностного увлажнения уже практически не сказывается, что в значительной степени обязано ничтожной водопроницаемости солонцового горизонта

Зона пленочно-капиллярного восходящего увлажнения. Эта зона расположена в нижней части профиля от глубины 100—120 см вплоть до грунтовой воды. Она характеризуется в верхней части устойчивой влажностью порядка 15—18%, постепенно доходящей над грунтовой водой до 22—23%.

Эта влажность принята нами за величину, характеризующую естественное капиллярное насыщение. В течение периода наблюдений влажность на этой глубине остается также стабильной с небольшими колебаниями в 1—2%, что можно приписать неточностям методики исследования.

Параллельно велись исследования на темноцветной лугово-степной почве большой депрессии мезорельефа (падины), покрытой пышной зла-

ковой (пырей) растительностью. Почвы падин имеют весной более близкие к поверхности грунтовые воды, чем солонцы, что объясняется дополнительным поступлением вод поверхностного стока после таяния снегов.

Отсутствие солонцового горизонта в этих почвах обусловливает формирование более простого профиля влажности. По данным наблюдений с 6 апреля по 3 октября 1935 г. в этих почвах устанавливаются следующие элементы профиля влажности (табл. 30).

Таблица 30

Режим влажности лугово-степной почвы пленочно-капиллярного грунтового увлажнения (падина). 1935 г.

Дата взятия пробы \ Глубина в см	0—5	5—10	15—25	25—30	35—40	45—50	55—60	65—70
6.IV	23,6	23,6	25,5	21,5	21,3	18,1	15,1	18,7
15.VI	5,9	12,3	10,9	11,9	12,8	12,8	14,1	12,7
30.VII	3,5	11,5	10,3	10,5	12,8	9,1	10,2	13,8
3.X	31,6	29,0	27,2	16,3	10,5	10,5	—	13,0

Дата взятия пробы \ Глубина в см	75—80	85—90	95—100	105—110	115—120	125—130	135—140	145—150
6.IV	20,0	20,9	20,5	—	—	—	—	—
15.VI	15,0	13,1	13,4	13,3	11,9	11,9	12,8	13,2
30.VII	12.6	11,0	10,3	13,2	13,0	11,4	11,9	12,3
3.X	13,5	10,2	11,3	11,9	12,2	11,3	9,8	—

Зона элювиального увлажнения. Глубина ее в зависимости от метеорологических условий зимы и весны может достигать 60—200 см. Влажность верхних горизонтов 0—40 см весной доходит до 21—29%, опускаясь глубже постепенно до 18—20%. Просыхание этого горизонта летом обязано не столько испарению, сколько транспирационной деятельности пышной злаково-разнотравной растительности. Просыхание почвы летом вплоть до сентября идет сверху вниз и распространяется до глубины 200 см.

В июне и июле вследствие просыхания влажность снижается до 11—13% и меньше (10%). Осенние дожди вновь повышают влажность верхних слоев почвы. Степень просыхания почв на глубине 100—150 см больше, чем на соответственной глубине в солонцах. Верхние же горизонты оказываются на несколько процентов влажнее солонцовых, что обязано, очевидно, притеняющему влиянию растительности.

Зона пленочно-капиллярного восходящего увлажнения. Эта зона расположена глубже 2 м и до грунтовой

воды. Влажность в ней остается в течение периода наблюдений более или менее постоянной — 14—17% на 200—300 см, постепенно повышаясь к грунтовой воде до 20—22%. Питание растительности и поддержание влажности верхнего горизонта происходит за счет транзитного движения восходящих пленочно-капиллярных растворов от грунтовых вод.

Подсчет весеннего запаса влаги в 1-м слое изучаемых почв установил, что в апреле 1936 г. накопили:

Солонцовые почвы	2 098 м³/га
Почвы микрорельефного понижения	3 516 »
Почвы больших падин	3 087 »

В октябре 1935 г. соответственно осталось:

В солонцовых почвах	1 534 м³/га
» почвах микрорельефного понижения	1 056 »
» почвах больших падин	1 382 »

Отсюда можно видеть, что испарение и транспирация почвенных вод (без учета подпитывающего влияния грунтовых вод) в 1935 г. составляли:

На солонцовых почвах	564 м³/га
» почвах микрорельефных понижений	2 469 »
» почвах больших падин	1 705 »

Израсходованное лугово-степными почвами микропонижений и падин количество воды достаточно для обеспечения неплохого урожая зерновых культур. Если учесть при этом сезонное понижение грунтовых вод, достигающее 50 см в среднем, то при коэффициенте водоотдачи 10 к этому следует добавить еще 500 м³/га воды, поданной путем пленочно-капиллярного увлажнения снизу.

В соответствии с тем, что солонцовые почвы запасают минимальное количество атмосферных вод и промачиваются на минимальную глубину, а, с другой стороны, имеют отчетливую зону испарения пленочно-капиллярных растворов, они, несмотря на господство процессов рассоления в верхних слоях, характеризуются еще соленакоплением в подсолонцовых горизонтах. В лугово-степных почвах понижений мезо- и микрорельефа признаки соленакопления отсутствуют, и они переживают интенсивное рассоление.

в) Режим влажности почв капиллярно-грунтового увлажнения

Для режима влажности почв капиллярно-грунтового увлажнения характерно преобладающее в течение года увлажнение всего профиля почвы капиллярными растворами, восходящими от грунтовых вод, достигающими поверхности и испаряющимися с нее.

Атмосферное увлажнение в динамике этих почв имеет подчиненное значение, хотя оно сказывается на значительной части их профиля вплоть до грунтовых вод.

Почвы капиллярно-грунтового увлажнения распространены на I террасах рек, молодых дельтах, приозерных террасах. Грунтовые воды в них обычно залегают на глубине 1,5—3, а иногда 4 м, т. е. на глубине, обеспечивающей полное капиллярное смачивание всего профиля почвы.

Поскольку большинство орошаемых почв имеет грунтовые воды на этой глубине, для них типичен также капиллярно-грунтовый тип режима влажности.

Для динамики влажности этого типа в неорошаемых условиях характерны: непрерывное круглогодовое увлажнение почвенного профиля снизу восходящими капиллярными растворами, сообщающее почвам в осенний период состояние, близкое к полному капиллярному насыщению профиля; увлажнение верхних горизонтов почвы после первых дождей в течение осенне-зимне-весеннего сезона влагой атмосферных осадков до состояния полевой влагоемкости и выше с движением избыточной воды (капиллярный сброс, фильтрация) в нисходящем направлении, вплоть до грунтовой воды с повышением уровня последней; просыхание почвенного профиля на бо́льшую или меньшую глубину сверху в летний и осенний периоды; отсутствие отчетливых признаков отрыва поверхностных почвенных горизонтов от капиллярной каймы грунтовых вод в течение лета.

Эти особенности режима влажности почв капиллярно-грунтового увлажнения предопределяют развитие прогрессивного соленакопления в почвах и грунтовых водах и вызывают резко выраженные процессы сезонной миграции солей по профилю. Последнее проявляется в летнем интенсивном соленакоплении в верхних горизонтах почвы, где происходит испарение восходящих капиллярных растворов, и в зимнем рассолении этих горизонтов со сбросом части солей (наиболее растворимых) в грунтовые воды.

В итоге образуются засоленные и солончаковые почвы, а при достаточной продолжительности и интенсивности процесса — солончаки.

Автор вместе со своими сотрудниками (Л. И. Егоровым, Г. М. Кадер, Т. А. Гевельсон) в течение ряда лет изучал режим влажности орошаемых почв грунтового увлажнения в Голодной Степи на территории совхоза Пахта-Арал. Рассмотрим подробнее результаты этих исследований.

Режим влажности почв на перелогах. Наблюдения проводились в 1937 г. в точках, расположенных на сильнозасоленных неорошаемых перелогах. Грунтовые воды залегали весной на глубине 300—350 см и опускались к осени до 458—500 см.

Весенние скважины, заложенные 25 апреля — 3 мая до глубины грунтовых вод, обнаружили, что профиль почвы находится в состоянии почти полного капиллярного насыщения на всю толщу почвы от поверхности до грунтовых вод.

На наблюдательной площадке № 3 (табл. 31), исключая поверхностные корочки 0—2 см, весь профиль почвы имел влажность не менее 17,75% (при максимальной молекулярной влагоемкости 12—13%).

Абсолютный запас влаги в 3,5-м толще почвы в этот период был равен 11 600—10 200 м³/га, что составляло 90—100% полевой влагоемкости, принятой нами, по многочисленным данным, равной для 3,5 м в 11 500 м³/га и для толщи 1 м 3 250 м³/га в среднем.

Относительная влажность верхнего метра почвы в этот период составляла до 70% полевой влагоемкости (2 460 м³/га). Эти запасы влаги в почвах перелогов весной обязаны сочетанию грунтового питания и атмосфер

ного увлажнения. По мере роста температуры и увеличения сухости воздуха, а также роста испарения и транспирации влажность почв начинала опускаться, следуя за одновременным опусканием горизонта грунтовых вод, питающего почву.

Таблица 31

Режим влажности на перелогах Голодной Степи. 1937 г.

Влажность в %

Глубина в см	21.IV	27.VI	29.VII	20.XI
0— 2	4,85	0,76	1,22	2,99
2— 10	19,27	1,75	9,53	13,52
10— 25	18,24	13,22	14,21	14,02
25— 45	19,45	10,54	14,94	17,54
45— 60	18,60	14,12	15,90	17,32
60— 80	17,75	17,70	16,86	17,10
80—100	19,53	19,03	16,51	17,07
100—120	21,31	20,36	16,17	17,05
120—160	24,49	23,10	19,11	18,94
160—180	27 68	25,83	22,05	20,83
180—210	28,46	26,46	23,12	21,96
210—230	29,24	27,09	24,20	23,10
230—260	28,87	28,03	25,70	23,62
260—280	28,51	28,96	27,20	24,14
280—330	28,72	29,14	28,32	26,25
330—350	28,93	29,32	29,44	28,37
350—400	—	—	29,35	28,19
400—420	—	—	29,26	28,02

В м³/га

Глубина в см	21.IV	27.VI	29.VIII	20.IX
0—25	685,33	288,65	393,96	459,58
25—100	1777,17	1586,38	1632,82	1745,41
100—210	3757,82	3566,16	3000,24	2934,90
210—350	5448,19	5408,15	5135,13	4769,95
В слое 350 см	11668,51	10849,34	10162,15	9909,84

В июне — июле влажность верхних 0—10 см почвы опускается до 0,7—9,5%, а на глубинах 10—100 см — до 10—17%, что составляет 50—65% от предельной полевой влагоемкости.

В целом же вся толща почвы остается в пределах влияния капиллярной каймы, восходящей от грунтовых вод. К началу осени запасы влаги в профиле почвы уменьшаются до 10 000—9 100 м³/га, что составляет все же до 80—88% от величины предельной влагоемкости.

В конце ноября 1937 г., вследствие уменьшения испарения влаги с поверхности почвы и под влиянием продолжающегося грунтового питания снизу, влажность верхних горизонтов почвы, несмотря на отсутствие дождей, начинает медленно возрастать на 2—3% в каждом слое.

Сопоставляя апрельский и ноябрьский запасы влаги почвы в толще 3,5 м, можно видеть, что ею израсходовано на испарение не менее 1 759 м³/га почвенной воды.

Так как уровень грунтовых вод с апреля к ноябрю снизился на 1,5 м, то при коэффициенте водоотдачи в 7% к этому нужно добавить 1 050 м³/га испарившейся грунтовой воды, т. е. всего через поверхность почвы перелога испарилось не менее 2 800 м³/га воды.

Как мы увидим ниже, подобный тип динамики влажности почв ведет за собой интенсивное сезонное соленакопление.

Режим влажности почв под культурой хлопчатника. Режим влажности орошаемых почв грунтового увлажнения под хлопчатником осложнен поливами. Каждый полив вызывает дополнительное увлажнение почвы сверху от поливной воды и снизу от грунтовых вод, отзывающихся подъемом уровня на поливы и образующих летний дополнительный максимум (см. об этом выше).

Весной, в марте — апреле поля обычно имеют влажность, близкую к той, которая была отмечена для перелогов. Весенний запас влаги в почвах варьирует в зависимости от большей или меньшей глубины залегания грунтовых вод.

В почвах Голодной Степи, например, весенний уровень грунтовых вод находился в 1937—39 гг. на глубине 300—400 см. Соответственные запасы влаги в 3,5-м толще почвы колебались в пределах от 9 000 м³/га при более глубоких грунтовых водах до 11 500 м³/га при близких. Запас влаги в слое 3,5 м составлял весной 80—100% полевой предельной влагоемкости (табл. 32—33).

Верхние 2-см почвы уже в апреле имеют небольшую влажность, около 2—4%. Глубже величина влажности всюду выше максимальной молекулярной влагоемкости и постепенно возрастает с глубиной от 16—18% до 20—22—26%, обнаруживая картину, типичную для капиллярно-подпертой воды.

Запасы влаги в корнеобитаемом горизонте почвы (0—100 см) колеблются в пределах 2 200—2 700 м³/га, что составляет 70—80% от предельной полевой влагоемкости для данного слоя (3 250 м³/га).

Этого весеннего запаса влаги в поливных почвах Голодной Степи достаточно для начала развития хлопчатника и люцерны. Однако метеорологические условия зимы и ранней весны в Голодной Степи подвержены большим колебаниям. Мы охарактеризовали состояние влажности почв по данным 1937 г., когда зима и весна были особенно влажными и благоприятными, но в годы, подобные 1938—1939, весенние запасы влаги в почвах значительно меньше, составляя в верхнем метре 50—60% от полевой влагоемкости, что совершенно недостаточно для нормального развития всходов и вследствие чего хозяйства принуждены давать подпитывающие поливы.

Период от начала весны до первых поливов в Голодной Степи с точки зрения водного режима почвы чрезвычайно ответственный и в известном смысле критический.

Первый полив хлопчатника производится в начале июня. В течение же апреля — мая запасы влаги в почве вследствие испарения и потребления ее хлопчатником непрерывно и довольно интенсивно уменьшаются по всему профилю, вплоть до грунтовых вод, уровень которых в это время также несколько опускается.

Так, в пахотном горизонте 2—25 см влажность падает до 12—15—17%, а запасы влаги в конце мая в корнеобитаемой зоне 0—100 см даже в наиболее влажные годы равны 2 000—2 300 м³/га, что составляет уже лишь около 60% и не выше 65—70% полевой влагоемкости.

Процесс просыхания почвы под хлопчатником, начавшись в мае, в дальнейшем, несмотря на поливы, продолжается в пахотном и корнеобитаемом горизонте почвы все лето. Запасы воды в этих горизонтах перед

Таблица 32

Режим влажности под хлопчатником в Голодной Степи. 1937 г.

Глубина в см	Влажность в %					
	15.IV	29.V	5.VII	29.VII	30.VIII	10.XI
0— 2	4,25	1,29	1,75	3,05	19,86	0,68
2— 10	16,01	15,46	11,83	13,31	17,94	15,24
10— 25	16,79	17,45	6,75	14,74	17,59	16 73
25— 40	16,72	17,55	16,04	16,31	15,80	16,82
40— 60	17,32	17,77	17,54	16,21	17,29	17,32
60— 80	17,93	17,99	19,05	16-11	18,79	17,82
80—100	19,08	19,04	21,20	18,00	20,80	19,01
100—120	20,24	20,10	23,36	19,90	22,82	20,20
120—160	21,10	19,85	24,68	23,44	25,27	21,70
160—180	21,96	19,61	26,00	26,99	27,73	23,21
180—210	22,83	21,93	26,76	27,63	27,70	25,16
210—230	23,71	24,25	27,53	28,27	27,68	27,11
230—260	24,07	23,83	27,38	30,11	28,99	28,42
260—280	24,43	23,41	27,24	31,95	30,31	29,74
280—330	25,27	24,49	28,35	29,78	29,31	29,03
330—350	26,11	25,58	29,46	27,64	28,32	28,33

Глубина в см	В м³/га					
	15-IV	29.V	5.VII	29.VII	30.VIII	10.XI
0—25	524,39	513,83	269,18	450,47	603,56	505,20
25—100	1815,49	1834,99	1885,14	1688,93	1845,71	1802,65
100—210	3203,42	3032,24	3749,22	3650,80	3851,28	3362,85
210—350	4677,30	4595,71	5296,72	5583,83	5482,88	5410,39
В толще 350 см	10220,60	9976,77	11200,26	11374,03	11783,43	11081,09

Таблица 33

Режим влажности под хлопчатником в Голодной Степи. 1937 г.

Глубина в см	Влажность в %					
	20.IV	30.V	4.VII	28.VII	30.VIII	16.XI
0— 2	12,81	0,65	0,71	1,62	9,05	12,97
2— 10	18,09	14,79	12,91	11,53	14,79	14,50
10— 25	19,56	15,29	14,74	15,40	16,28	15,75
25— 40	17,69	18,03	17,26	16,15	17,33	17,52
40— 60	18,81	18,10	18,17	16,95	17,99	18,13
60— 80	19,94	18,16	19,08	17,74	18,65	18,75
80—100	21,28	19,37	20,04	18,87	20,84	19,88
100—120	22,62	20,57	21,00	21,99	23,03	21,01
120—160	22,12	21,43	22,85	23,18	24,59	21.99
160—180	21,62	22,29	24,70	24,37	26,15	22,98
180—210	23,23	23,16	26,26	24,14	27,27	23,63
210—230	24,85	24.03	27,82	29.96	28,40	24,28
230—260	25,21	24,55	27,52	—	28,17	25,24
260—280	25,57	24,88	27,22	—	27,94	26,21
280—330	26,90	25.58	28,97	29,42	27,85	27,99
330—350	28,24	26,27	30,72	28,89	27,77	29,78

Глубина в см	В м³/га					
	20.IV	30.V	4.VII	28.VII	30.VIII	16.XI
0—25	626,02	471,10	439,91	440,74	513,83	510,54
25—100	1971,47	1867 11	1896,34	1773,15	1902,89	1887,30
100—210	3318,90	3252,42	3531,33	3602,61	3760,15	3332,20
210—350	4909,14	4750,78	5385,55	5560,65	5291,72	5078,83
В слое 350 см	10825,53	10341,41	11253.13	11377,15	11468,59	10808.87

летними вегетационными поливами неуклонно уменьшаются. Так, в слое 0—25 см весенний запас воды был равен 520—620 м³/га, в июле же и в августе перед поливами он опускался до 270—440 м³/га.

При подобной влажности, особенно на засоленных почвах, хлопчатник угнетается и замедляет свое развитие.

Отсюда чрезвычайно важным является сохранить соответствующей обработкой имеющуюся в почве влагу и вместе с тем не запаздывать с очередными поливами. Каждый очередной полив вызывает резкое увеличение влажности верхних горизонтов почвы до 20—25%.

Одновременно общий запас воды в нижней части профиля почвы после каждого полива обычно увеличивается за счет послеполивного подъема уровня грунтовых вод и питаемой ими капиллярной каймы.

В наиболее интенсивной степени накопление влаги вследствие поливов охватывает самые нижние горизонты почвы в июле — августе, когда

Межполивная динамика влажности на поле хлопчатника в

Дата / Глубина в см	13.V	17.V	21.V	29.V	2.VI	6.VI	15.VI	20.VI	23.VI
									В л а ж н о с т ь
0— 2	0,77	8,66	3,30	2,50	18,17	2,06	1,34	1,70	20,00
2— 10	7,02	15,15	16,20	12,46	16,93	14,79	15,28	14,22	25,30
10— 25	19,26	21,65	17,82	18,74	20,51	17,25	17,52	15,64	21,45
25— 40	18,32	19,38	18,10	18,66	19,90	18,40	19,35	17,20	21,37
40— 60	18,20	19,60	18,73	18,95	20,45	19,00	19,37	18,00	21,17
60— 80	18,09	19,80	19,27	19,23	20,92	19,67	19,41	18,10	20,99
80—100	18,35	20,03	20,00	20,03	20,90	19,75	19,63	19,00	21,30
100—120	18,71	20,27	20,65	20,83	20,69	19,83	19,95	19,22	21,73
120—160	20,50	—	22,40	21,50	21,60	21,20	21,60	20,10	22,88
160—180	22,30	—	24,20	22,35	22,03	22,24	23,68	20,96	21,14
180—210	23,85	—	25,23	—	22,25	22,65	25,00	23,16	25,00
210—230	25,36	—	26,26	23,50	22,58	22,75	26,58	25,35	25,76
230—260	25,55	—	26,85	23,10	23,00	23,75	27,61	26,00	27,40
260—280	25,82	—	27,36	22,67	24,46	24,76	28,68	24,60	29,13
280—330	27,82	—	28,40	24,40	23,40	24,60	28,10	26,60	29,45
330—350	29,82	—	28,40	26,31	22,37	24,50	27,59	28,66	29,12
									З а п а с
0—10	85	196	193	150	245	175	180	170	344
10—25	291	487	401	422	461	387	394	351	483
Итого 0—25	376	693	594	443	706	562	574	521	827
25—40	406	432	402	414	442	410	430	383	474
40—100	1 505	1 643	1 604	1 658	1 683	1 612	1 607	1 544	1 747
Итого 25—100	1 911	2 075	2 006	2 072	2 125	2 022	2 037	1 927	2 221
100—210	3 295	—	3 363	3 338	3 349	3 310	3 480	3 220	3 618
210—350	5 287	—	5 382	4 700	4 442	4 713	5 435	5 152	5 598
Всего до 350 см	10 869	11 435	10 553	10 553	10 622	10 607	11 526	10 820	12 259
Сроки поливов	15.V		31.V					21.VI	
Уровень грунт. вод в см	380	—	345		336	328	321	332	341
Поливная норма в м³/га	660		899					843	

Таблица 34

Голодной Степи. Площадка № 20, 1938 г., незасоленная почва

27.VI	2.VII	10.VII	16.VII	23.VII	30.VII	3.VIII	6.VIII	10.VIII	14.VIII	30.VIII	6.X
в процентах											
6,95	4,50	15,61	4,50	4,26	0,93	32,21	21,73	10,42	3,54	7,26	16,32
11,19	9,75	18,23	14,81	9,58	9,49	24,22	18,82	15,75	8,86	10,52	17,03
17,05	14,62	18,96	15,41	12,20	15,71	21,00	18,03	15,18	10,43	11,92	15 90
18,97	16,97	19,52	17,63	16,18	18,96	21,67	19,05	17,76	12,17	14,18	19,73
18,85	18,09	20,10	18,00	16,86	19,83	20,64	19,34	18,63	13,85	15,12	20,50
18,78	19,22	20,76	18,39	17,56	19,66	19,61	19,63	19,50	15,56	16,09	21,25
19,22	20,55	21,06	18,80	18,50	19,50	19,74	19,50	19,65	16,71	17,04	22,26
19,68	21,93	21,48	19,22	19,47	21,07	19,87	20,50	19,61	17,86	18,00	23,47
21,00	23,50	23,30	20,96	21,72	21,84	21,46	22,48	22,05	20,36	18,95	24,43
24,47	25,32	25,15	23,90	24,00	22,64	23,05	24,46	24,36	22,00	12,90	25,39
24,40	25,72	26,10	24,55	25,12	24,32	23,70	25,72	26,05	26,66	24,85	27,56
24,32	26,23	27,06	25,31	26,25	20,32	24,42	27,69	27,69	28,95	22,20	29,64
26,25	27,33	28,40	25,92	26,81	26,22	25,22	27,80	58,59	27,80	23,45	27,10
26,17	28,41	29,78	26,50	27,45	26,59	26,04	28,10	28,23	28,85	24,70	24,37
27,87	28,94	29,58	26,65	29,00	28,46	27,94	29,34	29,10	29,30	26,80	29,62
29,55	29,47	29,38	26,79	30,77	30,33	29,87	30,53	30,09	29,81	28,90	34,81
поды в м³/га											
155	124	250	181	120	112	362	268	208	110	140	235
383	318	425	346	254	353	472	405	341	235	266	367
538	442	675	527	374	465	834	673	549	345	408	602
420	378	434	392	359	421	482	424	395	271	315	429
1 567	1 594	1 708	1 520	1 458	1 627	1 654	1 618	1 592	1 273	1 632	1 806
1 937	1 972	2 142	1 912	1 817	2 048	2 136	2 042	1 987	1 544	1 947	2 235
3 533	3 713	3 694	3 268	3 481	3 459	3 926	3 421	3 593	3 177	3 925	3 696
5 248	5 528	5 650	5 130	5 470	5 369	5 240	5 610	5 677	5 568	5 610	5 400
11 306	11 655	12 161	10 837	11 142	11 341	12 136	11 746	11 806	10 634	11 390	12 731
	12.VII			1.VIII							
317	327	325	305	325	—	340	335	335	340	—	—
	850			800							

грунтовые воды в Голодной Степи дают ирригационный максимум (см. рис. 27).

Если учесть количество подаваемой на наблюдательную площадку поливной воды нетто и сопоставить ее с фактическим запасом влаги в толще почвы до и после полива, то, вследствие интенсивного грунтового увлажнения почвы снизу, часто улавливается «избыток» воды сверх суммы дополивной влажности почвы и учтенной поливной воды. Этот «избыток» улавливается на второй — третий день после полива и чаще на пятый — шестой. Накопление этой избыточной воды достигает 300—500, а иногда и 800 м³/га.

В 1938—1939 гг. сумма подобных уловленных «избытков» воды за вегетационный период достигала 4 000—4 400 м³/га. Очевидно, эта величина еще больше, так как здесь не учтено испарение.

Анализ многочисленных цифровых материалов не устанавливает связи между фильтрацией поливной воды сверху и накоплением влаги в нижних горизонтах профиля почвы.

Обычно влияние поливной нормы размера 800—1 000 м³/га распространяется не глубже 100—160 см. Увеличение же запасов почвенных вод происходит на глубинах 200—300 см.

Наоборот, установлена тесная связь и зависимость запасов воды в почвах от поведения уровня грунтовой воды. Это отчетливо видно при сопоставлении величины влажности и режима грунтовых вод. Каждое повышение уровня грунтовых вод сопровождается увеличением запаса влаги в почвах. Это наблюдается также и при поливах соседних участков, вызывающих подъем уровня грунтовых вод на изучаемых почвах.

Поэтому наиболее вероятной причиной переувлажнения нижних горизонтов профиля орошаемых почв, имеющих капиллярно-грунтовое увлажнение, следует считать фильтрацию воды при поливах в оросительной сети, последующий гидростатический подъем грунтовых вод на полях и перемещение кверху капиллярной каймы над грунтовой водой.

Дополнительной причиной пересыщения водой глубоких горизонтов является прекращение после каждого полива расходования капиллярных вод на испарение и заполнение восходящими от грунтовой воды растворами всей капиллярной скважности профиля почвы.

В межполивной период почвы характеризуются непрерывным расходом грунтовых вод на испарение. После полива, заполняющего почвенные капилляры на несколько дней оросительной водой, на испарение расходуется не грунтовая вода, а вода оросительная, подвешенная в верхних горизонтах почвы. Пока идет расход подвешенной оросительной воды, неуравновешенные в расходе на испарение грунтовые воды повышают свой уровень, перемещают кверху капиллярную кайму и заполняют капиллярную скважность почвы.

Таким образом, каждый полив вызывает очень глубокие изменения динамики влажности почвы и сопровождается не только увеличением запаса воды в верхних горизонтах за счет оросительных вод, но и усиленным

накоплением влаги в нижних частях профиля почв за счет грунтового увлажнения.

После каждого полива влажность в первый и второй день превышает предельную полевую влагоемкость, и при этом господствуют нисходящие токи, вызывающие послеполивное рассоление почв.

На второй и третий день после полива запас воды в 1-м толще почвы достигает 2 500—3 000 м³/га и оказывается уже меньше 100% полевой влагоемкости. Нисходящие токи оросительной воды прекращаются, сменяясь восходящим движением почвенной влаги, при котором сперва расходуется на испарение и транспирацию оросительная вода, а затем, сменяя оросительную воду снизу, начинают подходить капиллярные растворы от грунтовой воды, перемещающие находящиеся в них соли вновь к поверхности.

В последующие дни после полива испарение приводит к постепенному, все большему и большему уменьшению запасов воды в почве вплоть до очередного полива.

В наибольшей степени просыханием охватывается, естественно, корнеобитаемая толща почвы (главным образом верхние 100 см). Глубокие горизонты почвы при культуре хлопчатника часто не обнаруживают просыхания и, наоборот, проявляют в соответствии с ирригационным летним максимумом уровня грунтовых вод систематическое общее накопление воды.

Рассмотрим эти положения на некоторых конкретных примерах (табл. 34). На площадке № 20 с незасоленной почвой 20 июня 1938 г. перед поливами было 10 820 м³/га воды в толще 3,5 м и 2 448 м³/га в верхней метровой толще.

При поливе 21 июня было дано 843 м³/га нетто. В сумме с имевшимся запасом это должно было составить 11 663 м³/га, что лишь на 163 м³/га превысило бы полевую влагоемкость.

Несмотря на испарение после полива 23 июня обнаружен значительно больший запас влаги — 12 259 м³/га с «избытком» за счет грунтового питания около 600 м³/га.

В 1-м толще почвы в это время содержалось 3 048 м³/га, т. е. уже несколько меньше предельной влагоемкости. Очевидно, нисходящие токи в почве уже прекратились.

На шестой день после полива общий запас воды в 3,5-м толще упал до 11 300 м³/га, а в 1-м толще — до 2 525 м³/га, что составило 77% полевой влагоемкости.

На одиннадцатый день после полива, 2 июля, общий запас воды в почве несколько увеличился за счет глубоких горизонтов, подпитываемых грунтовыми водами.

Верхняя 1-м толща продолжала иссушаться и имела 2 414 м³/га воды, т. е. 74% полевой влагоемкости. Уровень грунтовых вод за это время держался в пределах 340—317 см, дав пик на шестой день после полива.

Таким образом, за межполивной период происходит суммированное испарение как воды, поданной сверху при поливе, так и воды грунтового увлажнения, поступившей в почву снизу в момент полива и после него.

На площадке № 20 за время вегетации хлопчатника было дано с 5 поливами 4 040 м³/га воды нетто. Сумма же уловленных «избытков» воды в почве за счет грунтового подпитывания до 6 октября 1938 г. равнялась 4 103 м³/га. Таким образом, поле хлопчатника суммарно потребило около 8 000 м³/га, из которых половина была дана сверху поливами, а половина снизу путем грунтового увлажнения. Влага грунтового увлажнения обязана своим происхождением фильтрации в крупной и мелкой ирригационной сети.

Рассмотренный пример не единичен и представляет при современном техническом уровне орошения обычное явление для орошаемых почв грунтового увлажнения.

Картину водного режима орошаемых хлопковых полей при близких грунтовых водах можно представить в следующем виде. В течение вегетационного периода происходит систематическое грунтовое питание водой почв и культурных растений за счет фильтрационных потерь в оросительной сети и пополнения этим путем запаса грунтовых вод. Собственно поливные воды, доведенные до растений по поверхности поля, составляют в условиях Голодной Степи примерно половину всей потребляемой полем воды и определяют водный режим лишь верхних 150—200 см на время около 5—6 дней после каждого полива. В остальное время вегетации растение питается за счет грунтовых вод, которые определяют водный режим всей толщи почв, лежащей над ними.

Создается систематическое движение фильтрационных грунтовых вод от каналов в стороны к центральным частям поливной карты, где воды расходуются на испарение через почву и транспирацию растений.

Поэтому орошение полей при близких грунтовых водах и при существующей технике фактически происходит не только сверху поливами, но и снизу с горизонтальным перемещением вод от каналов различного типа к поливным картам, а также с гидростатическим выдавливанием при этом грунтовых вод на удаленных от каналов частях поля.

Несмотря на грунтовое питание орошаемых почв Голодной Степи, к концу межполивного периода влажность их корнеобитаемых горизонтов сильно уменьшается. Это уменьшение влажности перед очередными поливами будет тем больше, чем реже даются поливы. До 1937 г. совхоз Пахта-Арал применял четырех- трехполивную схему поливов хлопчатника с очень продолжительными межполивными периодами. Это приводило к тому, что относительная влажность в корнеобитаемых горизонтах (0—100 см) опускалась до 63—65% и рост хлопчатника сильно тормозился. В отдельных случаях перед очередными поливами в 1-м слое почвы влажность падала до 9—14%, т. е. до коэффициента завядания, запас воды опускался до 1 600—1 700 м³/га, что составляло 50—55% относительной влажности и вызывало опадание завязи.

После перехода в 1938 г. на пяти-шестиполивную схему такое просыхание почвы уже не имело места, что благотворно отозвалось на урожаях хлопчатника. Так, в 1938 г. на отводе № 38 пять вегетационных поливов поддерживали влажность пахотного слоя не ниже 12—15%, а слоя

25—100 см — не меньше 17—19%. Абсолютный запас воды в 1-м слое составлял 2 400—2 500 м³/га, т. е. 73—74% предельной полевой влагоемкости. Развитие хлопчатника при этом было исключительно мощным, и урожай достигал 35—40 ц/га.

Поливы хлопчатника в Голодной Степи заканчиваются в конце августа, в начале сентября. Это влечет сильное сокращение питания грунтовых вод за счет фильтрации. Уровень их начинает с сентября неуклонно опускаться. Однако и испарение влаги с поверхности почвы с сентября также сильно сокращается. Очень сильно падает и потребление влаги хлопчатником, который в этому времени уже заканчивает практически свою вегетацию. В этот период начинает с большей или меньшей силой итти весьма интересный процесс накопления почвой влаги в профиле за счет грунтового питания, опережающий скорость процессов испарения и транспирации. Уровень грунтовых вод при этом продолжает медленно опускаться.

Как видно на примере площадки № 20 (табл. 34), накопление влаги в октябре достигает весьма заметных размеров. Увеличение влажности почвы сопровождается понижением уровня грунтовых вод только до того момента, когда капиллярная влагоемкость почвенной толщи будет насыщена. Это должно совпадать в условиях Голодной Степи с запасом влаги в 3,5-м слое почвы порядка 11 500 м³/га. По достижении этого момента наступает перелом в поведении уровня грунтовых вод, и они начинают повышаться независимо от того, начался ли период дождей или нет.

Если в октябре выпадают дожди, то насыщение профиля почвы до состояния предельной влагоемкости наступает, естественно, быстрее и начало позднеосеннего подъема грунтовых вод протекает также быстрее. В течение зимы и весны происходит непрерывное поступление в почву вод атмосферных осадков, фильтрующихся в нисходящем направлении и выносящих легкорастворимые соли из поверхностных горизонтов.

Одновременно грунтовые воды достигают максимальной высоты. К марту—апрелю очередного года цикл водного режима почвы замыкается. Увлажненные сверху и снизу, с высокостоящим уровнем грунтовых вод, почвы с началом вегетационного периода вступают параллельно нарастанию температуры в новый цикл водного режима, начинаемого новым расходом капиллярных почвенно-грунтовых вод на испарение и транспирацию.

Мы рассмотрели пример, когда грунтовые воды лежат сравнительно глубоко (3—4 м) и их значение в динамике почвы несколько меньше, чем это имеет место в случаях еще более близкого залегания грунтовых вод.

На рис. 38 приведены данные М. А. Панкова по водному режиму почв хлопкового поля в районе Золотой Орды (Голодная Степь) за 1941 г. при глубине грунтовых вод 70—200 см. Из этих данных можно видеть, что при такой небольшой глубине залегания грунтовых вод их влияние на водно-солевой режим почв крайне возрастает.

На протяжении периода апрель — октябрь 1941 г. влажность почв в районе наблюдений не опускалась менее 18—25% при максимальной молекулярной влагоемкости 12—15%.

Таким образом, весь профиль почвы в течение всего вегетационного периода был смочен непрерывным восходящим током капиллярных растворов, испарявшихся на поверхности. Лишь верхние 0—10 см почвы в межполивные периоды просыхали до 6—9—15%, т. е. до величины, когда капиллярное передвижение влаги прекращается.

Каждый из шести (включая подпитывающий) поливов повышал влажность верхнего 0—10-см слоя до 18—20%, вызывая на короткий промежуток времени нисходящее движение воды. Однако значительно бо́льшие изменения в водный режим и влажность почв поливы вносили снизу, вследствие гидростатического подъема грунтовых вод, возникающего после каждого полива.

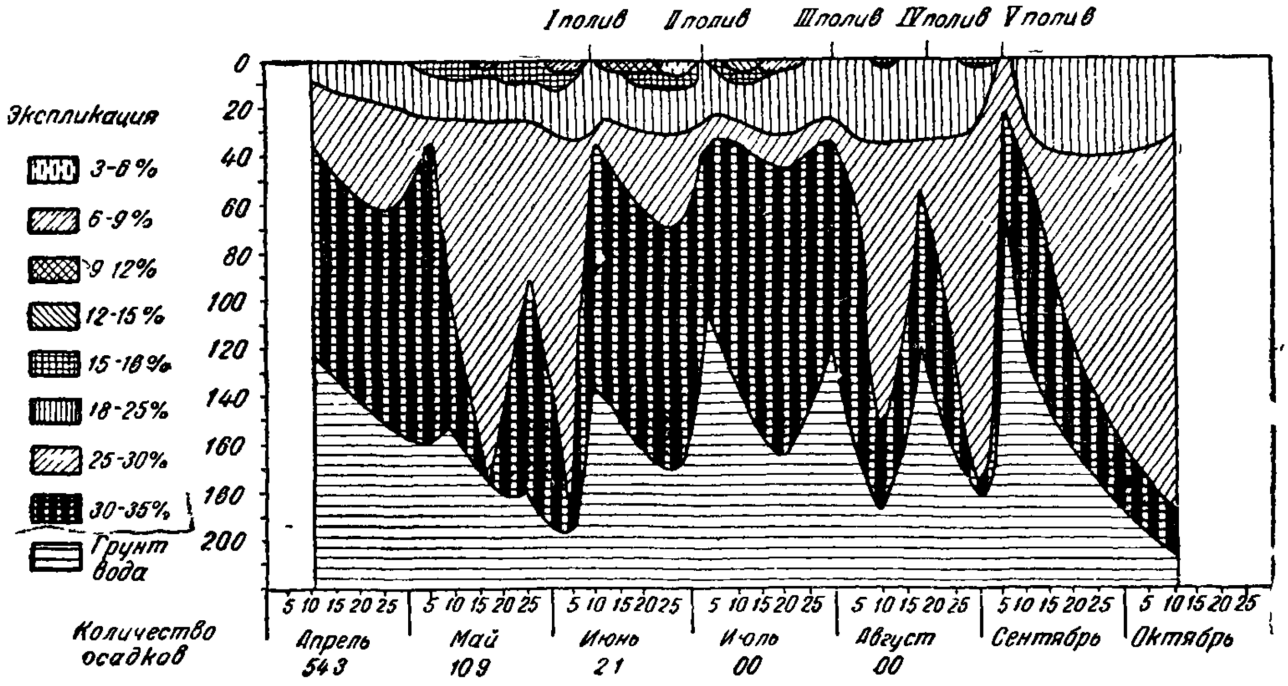


Рис. 38. Режим грунтовых вод и влажности в почвах Золотой Орды (Голодная Степь, Панков).

Как можно видеть из данных рис. 38, поливы вызывали резко выраженные повышения уровня грунтовых вод на 30—50—100 см. Соответственно кайма капиллярной воды с влажностью 30—35% при этом также резко приближалась к поверхностным горизонтам почвы на величину 50—100—150 см, интенсивно подпитывая поверхностные горизонты почвы снизу. Запас почвенно-грунтовых вод при этом резко возрастал.

Подобный режим влажности почвы даже при небольшой минерализации грунтовых вод (5—8 г/л) приводит к резко выраженному засолению почвы и гибели хлопчатника.

В качестве другой иллюстрации динамики влажности на хлопковом поле в условиях более близкого залегания грунтовых вод сошлемся на результаты исследований Б. В. Федорова на опытном поле в Центральной Фергане (табл. 35).

Исследования проводились в 1929—1930 гг. на лугово-солончаковатых почвах, имеющих грунтовые воды на глубине 80—165 см.

Таблица 35

Режим влажности почвы хлопкового поля грунтового увлажнения, Фергана, 1929 г.
(В % на 100 см³ почвы)

Горизонт в см	17.IV	24.VI, перед поливом	7.VII, после полива	23.VIII, перед поливом	28.VIII, после 2 полива	14.X	9.III 1930 г.
0—5	26,0	4,2	39,9	8,1	22,7	7,0	38,5
5—10	25,3	18,8	36,0	14,3	25,5	15,3	31,0
10—20	31,5	27,6	35,3	20,1	27,5	19,7	37,7
20—50	38,9	31,2	38,5	23,4	30,0	24,6	42,5
50—75	36,7	32,9	33,9	29,0	30,3	30,6	37,4
75—100	40,1	38,9	37,4	30,0	35,8	33,4	—
100—150	49,5	43,2	—	32,6	—	34,7	—
150—200	—	—	—	41,2	—	—	—
Уров. грунт. вод	80 см	122	80	165	84	120	60

Уровень грунтовых вод за период наблюдений обнаруживает отчетливое опускание с апреля к сентябрю, давая подъем после каждого полива. Максимальная глубина грунтовых вод, однако, уловлена перед июньским и августовским поливами. Влажность почвы в апреле выражается в верхних 0—10 см почвы 25—26%, возрастая с глубиной до 36—38% и над грунтовой водой — до 40—43—49% (на 100 см³ почвы).

Параллельно общей тенденции опускания уровня грунтовых вод к осени в межполивные периоды наблюдается отчетливое нарастающее просыхание почвы в слое 0—5 см до величины порядка 4—8%. Однако в пределах пахотного горизонта в межполивные периоды влажность не опускается ниже 14—20% и, как правило, превышает максимальную молекулярную влагоемкость (13—15%), относясь тем самым к капиллярной воде. Еще глубже, вплоть до грунтовой воды, влажность в течение наблюдаемого периода перед каждым поливом не опускается ниже 23%.

Каждый полив вызывает повышение влажности почв до 22—39% в пахотном горизонте и создает, таким образом, сплошную кайму капиллярной воды от грунтовых вод до поверхности.

В течение зимы происходит подъем грунтовых вод и интенсивное возрастание влажности во всем профиле почвы до 30—40%.

Таким образом, в течение всего вегетационного периода, благодаря близости грунтовых вод и поливам, влажность почвенного профиля остается в пределах капиллярного насыщения почвы, что ведет вследствие испарения и транспирации к непрерывному транспорту и накоплению легкорастворимых солей в ее поверхностных горизонтах.

Режим влажности почв хлопкового поля в весьма большой степени зависит от культурного состояния поля и прежде всего от густоты стояния и мощности развития растений хлопчатника. Хорошее развитие хлопчатника и его большая густота при слабоминерализованных грунтовых водах

способны в резкой степени снижать влажность почв и ослаблять восходящие капиллярные токи даже при весьма близких грунтовых водах.

Нами совместно с С. И. Долговым в 1939 г. проводились исследования режима влажности почв хлопкового поля в Центральной Фергане (опытное поле Федченко). Режим влажности изучался на незасоленной луговой почве с мощным хлопчатником при глубине грунтовых вод в течение вегетационного периода 70—160 см (точка № 9, расположенная вблизи оросителя) и на солончаковом участке, расположенном в концевой нижней части поливной карты при глубине грунтовых вод 150—190 см (точка № 7).

Несмотря на то, что уровень грунтовых вод на участке № 9 значительно ближе к поверхности, чем на участке № 7, влажность его почв в межполивные периоды оказывается значительно меньше, чем влажность почв участка № 7.

Под влиянием мощного развития хлопчатника влажность почв на участке № 9 перед поливами опускается в слое 0—35 см до максимальной молекулярной влагоемкости 13—15%, когда капиллярный приток влаги практически исключается.

На глубине корнеобитаемой зоны 35—65 см влажность опускается до 17%, стоящей на грани молекулярной влагоемкости (табл. 36).

Таким образом, в межполивные периоды, благодаря транспирационной деятельности густого и мощного покрова растений хлопчатника, восходящие капиллярные токи в почве участка № 9 практически отсутствуют. При поливах же, благодаря близости участка к оросителю и интенсивному увлажнению, влажность верхних слоев почвы сильно возрастает — до 22—32%, вызывая нисходящее движение растворов из пахотного горизонта.

Соответственно особенностям водного режима на данном участке, несмотря на близость грунтовых вод, никаких признаков засоления почв и грунтовых вод не наблюдается.

На солончаковом участке № 7, вследствие отсутствия растительного покрова и отсутствия расхода почвенно-грунтовых вод на транспирацию, иссушение почвы в межполивные периоды почти не выражено. На протяжении всего вегетационного периода даже перед поливами влажность в профиле почвы не опускается менее 20—18%. Лишь верхняя солевая корочка 0—2 см в межполивные периоды имеет влажность 3—6%. Вследствие расположения участка № 7 в концевой части поливной карты участок систематически недополивается. Поэтому после очередных поливов влажность верхних горизонтов возрастает лишь в небольшой степени, не обеспечивающей нисходящих рассоляющих токов. Таким образом, в течение всего весенне-летне-осеннего периода влажность почв солончакового непокрытого хлопчатником участка № 7 оказывается намного выше влажности незасоленной почвы, покрытой хлопчатником, несмотря на большую глубину залегания грунтовых вод. Господство восходящих капиллярных токов до самой поверхности почвы приводит на участке № 7 к прогрессивному соленакоплению в почве и грунтовой воде.

Таблица 36

Динамика влажности почвы хлопкового поля в Центральной Фергане
(Влажность в %)

Глубина в см	3/VI	8/VI	27/VI	30/VI	15/VII	18/VII	2/VIII	5/VIII	20/VIII	23/VIII	22/IX
Солончаковое пятно без хлопчатника											
0— 2	3,51	16,13	4,48	20,57	9,83	22,20	4,37	17,51	5,32	26,75	4,88
2— 12	10,46	20,51	24,69	28,21	21,09	28,71	21,82	28,05	17,78	27,61	20,19
12— 22	26,17	24,50	24,41	28,02	21,71	29,15	26,01	28,73	18,31	28,84	21,03
22— 30	30,40	27,32	24,36	26,71	23,70	30,79	29,86	28,03	20,31	28,47	23,24
30— 38	29,70	25,65	24,10	25,41	29,17	28,88	25,99	25,53	32,05	26,10	21,05
38— 50	27,38	23,90	24,34	25,25	30,51	26,48	25,88	24,24	27,91	25,45	—
50— 60	29,59	24,49	27,31	30,37	26,39	26,68	25,05	27,22	23,06	25,78	—
70— 80	30,27	28,04	30,49	34,67	28,13	32,91	28,77	32,56	25,33	34,36	22,17
90—100	29,00	29,01	26,24	27,62	30,59	29,29	29,18	25,71	32,11	28,76	20,24
130—140	29,77	26,21	30,68	30,20	30,01	25,96	24,58	26,99	31,02	25,09	20,95
Грунт. вода, см	153	159	155	157	159	159	168	168	170	—	184
Луговая почва с мощным покровом хлопчатника											
0—2	1,58	32,77	3,95	25,20	4,41	22,77	2,83	22,52	4,58	24,05	4,59
2— 12	14,19	25,92	14,26	25,96	16,57	25,15	15,38	22,47	14,02	23,63	14,94
12— 25	19,87	24,64	15,37	24,01	18,27	23,68	14,58	21,74	14,68	22,53	16,17
25— 35	23,37	24,66	17,41	24,85	19,03	23,97	15,96	21,66	15,62	19,11	16,92
35— 42	23,77	25,88	17,87	25,46	20,13	23,67	17,85	23,10	16,74	19,51	17,44
55— 65	23,81	25,41	21,40	23,75	26,05	25,40	20,96	23,09	17,22	19,24	17,85
75— 85	26,50	26,68	20,82	27,02	28,93	28,52	28,31	26,36	22,01	22,14	20,99
110—120	—	—	27,64	27,82	28,22	—	26,79	26,21	23,52	—	24,14
Грунт. вода, см	89	71	155	157	105	92	107	110	119	99	—

Режим влажности почв под культурой люцерны. Водный режим почв на полях люцерны имеет сходные черты с водным режимом почв, занятых хорошо развитым мощным хлопчатником. Но большая транспирирующая способность покрова люцерны приводит к тому, что уровень грунтовых вод на полях люцерны обычно держится на 50—100 см глубже, чем на полях хлопчатника, а общие запасы влаги в почве в каждый отдельный момент меньше. Чем старше люцерна, тем сильнее проявляется и иссушение ею почвы, а суммарный запас влаги становится меньше.

Так, по нашим наблюдениям в Голодной Степи (совхоз «Пахта-Арал») запас влаги в 3,5-м толще почвы под покровом хорошей люцерны равен:

	Весной	Осенью
Люцерна 1-го года	11 245 м³/га	9 730 м³/га
Люцерна 2-го »	10 621 »	8 303 »
Люцерна 3-го »	9 155 »	9 455 »

Сезонные изменения влажности под хорошей люцерной второго года на неза

Дата / Глубина в см	Полевая вла									
	31.V	6.VI, через 2 дня после полива	10.VI	14.VI	25.VI	30.VI	5.VII, через 2 дня после полива	8.VII	13.VII	30.VII
0— 2	1,98	24,43	16,06	7,54	3,32	1,25	26,86	14,90	13,56	5,69
2— 10	6,87	18,89	13,13	9,24	7,17	6,18	24,43	16,04	12,75	7,56
10— 25	9,09	17,24	12,61	10,00	9,61	8,69	21,45	17,16	13,71	8,76
25— 40	12,54	14,28	14,07	13,43	13,28	13,80	14,49	16,46	15,34	15,62
40— 60	13,85	13,03	14,45	14,11	13,63	14,73	18,99	18,42	17,57	14,04
60—100	14,59	13,58	14,77	14,73	14,58	14,74	17,49	17,14	17,60	15,58
100—150	14,74	13,69	16,06	14,51	14,19	14,32	14,44	15,77	17,93	16,09
150—210	16,52	15,75	16,51	15,97	17,02	16,83	16,85	16,82	20,35	17,01
210—250	20,39	—	21,87	22,13	20,50	20,54	19,94	19,31	20,95	19,37
250—310	24,72	—	23,33	24,49	23,41	22,20	24,81	24,11	25,62	25,06
310—350	28,29	—	26,89	27,3	24,98	26,48	27,80	28,70	27,33	27,35
350—400	30,58	—	28,50	31,12	30,04	28,17	28,91	29,94	26,96	28,95
Грунтовая вода	436	—	430	433	433	447	442	440	435	451

Суммарный запас влаги

Глубина в см	31.V	6.VI, через 2 дня после полива	10.VI	14.VI	25.VI	30.VI	5.VII, через 2 дня после полива	8.VII	13.VII	30.VII
0— 25	293,7	680,2	484,7	357,0	312,8	273,6	847,3	619,9	499,1	304,0
25—100	1 489,8	1 435,4	1 550,6	1 524,0	1 498,8	1 549,7	1 882,5	1 798,8	1 827,9	1 618,3
100—210	2 419,4		2 511,0	2 357,1	2 422,9	2 416,1	2 426,2	2 516,7	2 964,5	2 555,1
210—400	6 943,0		6 685,2	7 003,5	6 580,0	6 371,7	6 780,4	6 809,5	6 685,6	6 747,6
Итого в слое 400 см	11 145,9		11 231,5	11 241,5	10 815,5	10 984,8	11 936,4	11 744,9	11 977,1	11 225,0
В слое 350 см	9 005,3		9 236,5	9 063,1	8 639,2	9 012,9	9 913,4	9 649,1	10 089,9	9 198,5

Таблица 37

соленной почве. Площадка № 33, 1939 г. (Исследования и пересчеты Л. И. Егорова)

жность в %

3.VIII, через 2 дня после полива	6.VIII	11.VIII	16.VIII	20.VIII, через 2 дня после полива	23.VIII	28.VIII	6.IX	10.IX, через 2 дня после полива	13.IX	18.IX
25,60	12,32	9,55	4,36	27,26	21,82	14,88	5,35	22,25	20,20	11,47
16,09	12,17	9,28	8,18	20,06	18,13	12,48	7,79	21,35	17,36	11,71
15,77	12,26	10,91	9,44	19,36	16,50	14,78	9,67	19,70	17,66	13,40
15,01	14,47	13,89	13,71	15,28	22,00	17,02	13,87	16,66	16,62	15,68
13,90	14,19	14,26	13,71	—	17,63	13,67	15,25	16,22	17,15	16,86
15,20	14,73	15,08	14,85	20,71	17,97	22,81	15,95	16,17	27,61	15,13
15,87	14,23	14,83	17,31	19,48	18,44	17,49	16,36	16,25	17,48	17,20
16,48	15,68	17,17	16,41	—	18,60	19,82	16,99	18,87	17,24	16,18
18,91	19,54	21,05	21,25	22,66	20,99	20,91	19,49	20,78	20,54	20,71
24,30	23,35	24,65	24,19	25,65	25,83	25,72	24,03	24,61	25,64	25,89
28,00	26,74	26,92	27,99	28,28	29,73	27,78	27,83	29,01	29,64	28,79
29,71	30,19	28,12	29,41	29,47	30,40	29,12	31,96	30,84	31,81	30,72
457	450	458	465	456	454	455	452	440	439	444

по горизонтам в м³/га

3.VIII, через 2 дня после полива	6.VIII	11.VIII	16.VIII	20.VIII, через 2 дня после полива	23.VIII	28.VIII	6.IX	10.X, через 2 дня после полива	13.X	18.IX
617,3	455,5	383,8	323,2	750,2	647,4	524,2	326,8	759,2	560,9	474,3
1 600,1	1 548,8	1 558,1	1 525,8	1 916,6	1 992,3	2 052,0	1 632,5	1 734,8	1 841,9	1 671,7
2 495,2	2 313,2	2 480,3	2 590,1	2 813,6	2 853,2	2 889,1	2 472,3	2 722,5	2 671,7	2 573,1
6 747,8	6 666,3	6 725,3	6 848,0	7 070,0	7 137,9	6 925,3	6 905,5	7 013,3	7 190,4	7 101,0
11 460,4	11 983,8	11 147,5	11 287,1	12 550,4	12 630,8	12 390,6	11 337,1	12 229,8	12 264,9	11 820.1
9 380,7	9 870,4	9 179,1	9 228,4	10 487,5	10 502,8	10 352,2	9 099,9	10 071,8	10 038,2	9 669,7

То же обнаружено С. А. Шуваловым в Фергане на полях люцерны опытной станции в Федченко. Так, в 1-м слое почвы С. А. Шуваловым установлено следующее содержание влаги в зависимости от возраста и состояния люцерны:

Люцерна первого года

	Весна (9.V)	Осень (23.IX)
Хорошая люцерна	3 680 м³/га	2 650 м³/га
Изреженная люцерна	3 570 »	3 170 »
Голое солончаковое пятно . .	4 060 »	4 060 »

Люцерна третьего года

	Весна (5.V)	Осень (23.IX)
Хорошая люцерна	—	2 420 м³/га
Изреженная люцерна	2 430 м³/га	2 680 »
Голое солончаковое пятно . .	2 750 »	3 130 »

Все это подтверждает указания на то, что люцерна является мощным фактором улучшения мелиоративного состояния почв. Иссушающее влияние люцерны проявляется и в том, что наблюдавшееся нами на хлопковых полях в Голодной Степи накопление влаги в глубоких горизонтах почвы над грунтовыми водами (200—300 см) в период вегетационных поливов в почвах под покровом люцерны не обнаруживается.

Отметим здесь также, что кривая режима уровня грунтовых вод под покровом люцерны почти никогда не обнаруживает устойчивого летнего максимума, свойственного почвам хлопкового поля.

Рассмотрим в качестве примера режим влажности почв под люцерной второго года, по данным наблюдений В. А. Ковда и Л. И. Егорова, проведенных в 1939 г. на территории Пахта-Аральской опытной станции (табл. 37, 38).

Наблюдения проводились на почвах, имевших грунтовые воды в течение вегетационного периода на глубине 430—480 см.

Исследования ставились параллельно на двух площадках, из которых одна, № 32, была расположена на микрорельефном повышении с солончаковым пятном и очень изреженной, сильно угнетенной люцерной, покрывавшей лишь 0,2% площади; вторая площадка, № 33, была расположена на ровном участке, покрытом сплошь густым травостоем люцерны.

За сезон на изучаемых площадках было дано 5 поливов средней нормы нетто 1 000 м³/га каждый.

Как и под хлопчатником, в связи с близким залеганием грунтовых вод в почвах на полях люцерны наблюдалось резкое различие во влажности по профилю.

В конце мая верхние 25 см почвы были довольно сильно просушенными и имели влажность 2—9%. Глубже, до 2 м, влажность почвы, не имевшей люцерны, составляла 15—19% и почвы, имевшей хороший покров люцерны, 12—16%. Еще глубже влажность постепенно повышалась до 25—28—32%, опять-таки будучи больше в почве оголенной и меньше в почве, закультивированной люцерной. Уровень грунтовых вод находился примерно на одной глубине 434—436 см.

Из сравнения динамики полевой влажности за период наблюдений видно, что в межполивные периоды почва с хорошим травостоем люцерны (площадка № 33) просыхала значительно сильнее и на бóльшую глубину, чем почва без покрова люцерны.

Так, наиболее насыщенный водой горизонт (содержащий 25—30% воды) в почве под хорошей люцерной (№ 33) расположен заметно глубже, чем в почве с изреженной люцерной на засоленной почве (№ 32).

Горизонт с влажностью 18—20% в почве, имеющей хорошую люцерну, как бы снят вследствие расходования его на развитие люцерны. Кривая уровня грунтовых вод в основном повторяет эти изменения.

В июне и первой половине июля вследствие поливов грунтовые воды плавно поднимаются, во второй половине июля и в августе они опускаются, а в сентябре поднимаются вновь.

Сильное просыхание почвы под люцерной в верхней части профиля отмечается в конце мая. Так, 31 мая пéред поливом почвы, имеющей покров люцерны, абсолютный запас влаги в 1-м толще был равен примерно 1 800 м³/га. В это же время на площадке № 32 запас воды составлял около 1 960 м³/га. Соответственно в слое 350 см площадки № 33 содержалось 9 000 м³/га, а на площадке № 32 — 8 960 м³/га.

Первый полив дал промачивание почвы лишь до 40—45 см и повысил запас влаги в 1-м толще с 1 800 до 2 100 м³/га, т. е. с 55% полевой влагоемкости до 64%. Полученной воды хватило дней на 6—8. Уже 10 июня влажность верхнего 1-м слоя составляла около 2 000 м³/га, а к 14 июня — 1 880 м³/га, т. е. вновь около 55% полевой влагоемкости.

К концу июня просыхание распространилось до глубины несколько большей 1,5 м. Влажность 1-м слоя осталась равной 55% полевой влагоемкости (1 800 м³/га), а запас влаги в 3,5-м толще опустился до 9 000 м³/га.

Отсюда ясно, что люцерна почти весь июнь находилась на голодном водном пайке. Почва под люцерной в то же время непрерывно подпитывалась снизу грунтовой водой, уровень которой почти не повышался. Это подтверждается тем, что горизонт, содержащий 18—20% воды (площадка № 33), распространился глубоко вниз, а горизонт с влажностью 15—18% значительно сократился.

Полив 5 июля поднял содержание воды в верхних 100 см почвы. Глубже оросительная вода не пошла, и в горизонте 100—150 см влажность осталась равной 14%.

Запас воды в 1-м толще почвы на третий день после полива равнялся 2 700 м³/га, или 82% полевой влагоемкости.

Через 10 дней после этого полива (13 июля) влажность вновь упала до 12—17% и составила в 1-м слое около 2 300 м³/га, или около 70% влагоемкости. С этим запасом влаги люцерна существовала вплоть до 1 августа, когда был дан следующий полив.

Третий полив обеспечил нормальную влажность 60% полевой влагоемкости лишь на несколько дней, а затем в августе повторился еще больший недостаток воды, чем в предшествующие два межполивных периода.

Сезонные изменения влажности под изреженной люцерной на засоленной

Полевая

Даты / Глубина в см	31.V	6.VI, через 2 дня после полива	10.VI	14.VI	25.VI	30.VI	5.VII, через 2 дня после полива	8.VII	13.VII	30.VII
0— 2	3,36	21,45	5,97	2,27	1,64	1,17	28,91	16,74	5,38	1,21
2— 10	6,75	17,89	12,21	8,92	6,44	5,94	21,47	17,37	8,90	7,37
10— 25	9,17	16,71	14,83	11,56	11,01	9,89	22,42	15,87	13,21	11,63
25— 40	15,22	16,47	16,20	16,78	14,32	13,43	19,48	16,51	16,03	13,82
40— 60	15,08	17,40	17,38	17,00	15,17	15,44	17,29	17,76	16,97	14,82
60—100	16,05	18,88	17,45	17,30	16,35	16,15	17,18	17,10	16,96	16,03
100—150	17,43	18,35	18,80	18,82	17,92	15,45	18,40	18,01	18,32	17,42
150—210	19,32	19,44	19,57	20,40	19,30	19,85	18,15	19,85	19,15	21,03
210—250	21,69		19,70	19,61	21,62	20,28	21,56	19,42	21,77	21,17
250—310	25,61		25,51	27,06	25,54	22,41	26,37	24,47	25,58	25,15
310—350	30,34		28,53	30,16	27,70	27,58	28,40	27,13	28,86	25,39
350—400	32,37		30,51	31,52	28,10	28,61	29,00	31,05	29,54	28,54
Грунтовая вода	434		430	432	435	446	420	435	440	449

Суммарный запас влаги

Глубина в см	31.V	6.VI, через 2 дня после полива	10.VI	14.VI	25.VI	30.VI	5.VII, через 2 дня после полива	8.VII	13.VII	30.VII
0— 25	298,0	638,6	508,2	374,0	362,3	298,4	841,5	610,6	289,3	356,2
25—100	1 664,4	1 803,0	1 829,2	1 822,8	1 664,6	1 642,2	1 828,0	1 826,4	1 786,3	1 625,2
100—210	2 773,4	2 747,4	2 889,4	2 957,5	2 806,1	2 677,4	2 647,2	2 856,6	2 822,0	2 910,2
210—400	6 490,7		6 979,3	7 338,4	6 840,6	6 565,1	8 062,7	7 947,2	7 051,7	6 717,7
Итого в слое 400 см	11 226,5		12 216,1	12 492,7	11 643,0	11 183,1	13 379,4	13 240,8	11 949,3	11 609,3
В слое 350 см	8 960,6		10 080,7	10 286,3	9 676,6	9 180,4	11 349,4	11 067,3	9 881,5	9 611,5

Таблица 38

почве. Площадка № 32, 1939 г. (Исследования и пересчеты Л. И. Егорова)

влажность в %

3.VIII, через 2 дня после полива	6.VIII	11.VIII	16.VIII	20.VIII, через 2 дня после полива	23.VIII	28.VIII	6.IX	10.IX, через 2 дня после полива	13.IX	18.IX
19,23	8,67	6,27	4,99	23,13	20,02	5,65	2,84	27,11	21,89	14,64
19,49	11,82	10,06	10,62	18,60	16,41	8,16	6,66	23,53	18,18	13,88
16,10	13,68	12,43	12,42	17,47	19,40	14,17	10,96	18,40	16,38	15,08
14,40	13,89	13,74	13,46	15,26	17,24	14,96	13,59	17,21	15,99	17,45
14,45	14,21	13,74	15,18	16,30	16,44	15,33	14,00	19,53	20,21	17,03
—	15,26	15,04	15,65	16,95	17,28	18,10	15,12	18,55	18,54	17,15
17,76	16,17	15,45	17,74	18,58	18,61	18,76	17,07	17,17	17,58	17,83
19,19	14,23	17,80	17,91	19,99	21,53	18,93	18,99	17,56	18,14	19,20
19,40	19,74	17,40	20,12	21,07	20,70	18,32	19,35	18,29	19,26	19,23
23,51	25,09	23,48	23,86	24,21	26,14	24,92	25,37	25,88	30,84	25,54
30,61	27,90	26,66	29,11	28,40	28,95	27,98	27,53	30,00	30,12	30,93
29,60	29,66	28,15	29,90	28,20	27,87	27,64	27,71	30,30	29,19	30,68
451	448	450	461	454	457	462,0	450	489	437	444

по горизонтам в м³/га

3.VII, через 2 дня после полива	6.VIII	11.VIII	16.VIII	20.VIII, через 2 дня после полива	23.VIII	28.VIII	6.IX	10.XI, через 2 дня после полива	13.IX	18.IX
648,6	474,6	419,0	421,0	679,7	689,8	437,7	336,9	767,8	644,3	556,5
1 611,3	1 566,2	1 537,1	1 596,1	1 750,4	1 816,2	1 772,3	1 545,7	1 972,7	1 965,1	1 830,4
2 786,0	2 517,1	2 513,0	2 581,8	2 907,7	3 033,7	2 835,1	2 721,6	2 613,7	2 689,0	2 860,9
6 847,3	6 851,5	6 426,9	6 854,0	6 777,5	6 936,0	6 620,7	6 695,9	6 999,1	7 399,0	7 111.7
11 893,2	11 409,4	10 896,0	11 452,9	12 115,3	12 475,7	11 665,8	11 300,1	12 353,3	12 697,4	12 359,5
9 821,2	9 333,2	8 925,5	9 359,9	10 141,3	10 485,8	9 731,0	9 360,4	10 232,3	10 654,1	10 211,9

Четвертый полив 18 августа дал значительное увеличение влаги — до 80% и смягчил ее недостаток в почве. Однако в августе испарение и транспирация влаги из почвы вообще уменьшается довольно сильно. Так, даже на десятый день после полива — 28 августа — запас влаги составлял еще в 1-м слое почвы 2570 м³/га, т. е. около 80% влагоемкости.

Однако и в сентябре люцерна все еще сильно иссушает почву, и к пятому поливу запас влаги в 1-м толще вновь опускается до 1900 м³/га. Полив увеличивает запасы воды до 2480 м³/га, но и в сентябре, хотя и меньшими темпами, люцерна продолжает потреблять влагу в заметных размерах.

Рассмотренный пример достаточно отчетливо показывает, что люцерна обладает исключительно сильной транспирацией и чрезвычайно иссушает почву. Большую часть вегетационного периода верхние 100 см почвы имеют относительную влажность менее 60%. Так как люцерна при этом продолжает энергично отрастать, то несомненно она питается капиллярными водами глубоких горизонтов и самой грунтовой водой. Размеры этого грунтового питания люцерны установить трудно.

Обращает на себя также внимание отсутствие «избытков» влаги в глубоких горизонтах почвы, что было столь характерно для полей хлопчатника. Люцерна как бы успевает снять эти «избытки» по мере их образования.

Это позволяет нам представить порядок величин потребляемой люцерной грунтовой воды. Очевидно, он примерно равен 4 000 м³/га. Но если на полях хлопчатника накопляющиеся грунтовые воды расходуются, кроме транспирации, в значительной степени и на испарение с поверхности почвы, то на полях хорошей люцерны они перехватываются и снимаются ее корневой системой.

Подобная разница в водном режиме почв, находившихся под хлопчатником и под люцерной, приводит и к различиям в солевом режиме.

Под пологом люцерны сезонное засоление должно очень ослабляться, а предпосылки к рассолению под влиянием поливов (особенно зимних) увеличиваются. Однако это будет иметь место только в случае хороших поливов люцерны, поддерживающих нисходящие токи, и при хорошем сплошном ее покрове (травостое). Изреженная люцерна не в состоянии перехватывать восходящие капиллярные токи от грунтовых вод и не в состоянии улучшить водный режим почвы.

Это хорошо прослеживается на примере водного режима почвы площадки № 32 (табл. 38), расположенной на солончаковом пятне с единичными кустами люцерны.

Сопоставляя влажность самых верхних горизонтов почвы площадок № 33 и 32, можно видеть, что верхние 10 см почвы под покровом люцерны сохраняют влажность бóльшую, чем оголенная поверхность засоленной почвы на площадке № 32.

Но глубже, на 10—25—100 см, картина обратная. Запасы влаги в оголенной засоленной почве почти в течение всего вегетационного периода выше, чем в почве под покровом люцерны.

В целом на толщу в 4 м разница в запасах воды в пользу засоленной почвы, не имеющей покрова люцерны, достигает 500—1 500 м³/га.

Таким образом, на протяжении всего вегетационного периода в непокрытой люцерной почве капиллярные растворы, восходящие от грунтовых вод, беспрепятственно доходят до поверхности почвы, питая солями ее верхние горизонты.

Продолжительное существование этого различия в водном режиме задерненных и оголенных частей поля люцерны приводит к тому, что оголенные пятна постепенно засоляются, превращаясь в солончаковые бугры к моменту распашки люцерны под хлопчатник.

Таблица 39

Суммарные среднесуточные расходы воды на люцерновом и хлопковом полях в межполивные периоды (в м³/га)

№ площадок	1-й межполивной период (от 6 VI до 30 VI). Среднее за 24 дня		2-й межполивной период (с 5.VII по 30.VII). Среднее за 25 дней		3-и межполивной период (с 3.VIII по 16.VIII). Среднее за 13 дней		4-й межполивной период (с 20 VIII по 6 IX). Среднее за 16 дней		5-й межполивной период (с 10 IX по 18.IX). Среднее за 8 дней		Среднее за день
	при глубине слоя почвы в см										
	100	400	100	400	100	400	100	400	100	400	—
Пл. № 32 без люцерны	20,8	—	43,5	70,8	36,3	34,8	36,5	54,3	44,1	—	—
Пл. № 33 с люцерной	—	—	33,2	28,0	30,7	14,4	40,3	88,8	43,5	40,9	—

	С 30.V по 21.VI, за 21 день		С 25.VI по 5 VII, за 10 дней		С 9. VII по 19.VII, за 10 дней		С 23.VII по 4.VIII, за 11 дней		С 9.VIII по 17.VIII, за 8 дней		С 19.VIII по 4.IX, за 15 дней	
	при глубине слоя почвы в см											
	100	400	100	400	100	400	100	400	100	400	100	400
Пл. № 30 с редким хлопчатником	52,6	28,0	17,1	—	31,3	82,0	17,5	61,4	49,4	28,3	12,5	19,4
Пл. № 31 с хорошим хлопчатником	27,0	47,6	49,8	169,5	50,6	148,6	89,0	141,2	33,7	—	увел.	5,0

Для оценки порядка величин расхода влаги почвой на испарение и люцерной на транспирацию была произведена попытка рассчитать суточный расход по разности запаса воды на два ближайших срока, с пересчетом этой величины на одни сутки (табл. 39).

Оказалось, что на одни и те же сроки величины суммарного среднесуточного расхода, подсчитанные для глубины 100 см и отдельно для глубины 400 см, различны.

Так, за пятый межполивной период на площадке № 32 из толщи 1 м расходовалось воды по 44,1 м³/га в сутки. Пересчет же для толщ в 4 м расхода воды не обнаруживает.

Очевидно, при этом происходит, с одной стороны, иссушение верхнего 1-м слоя почвы, а с другой — подпитывание глубоких горизонтов почвы поднимающимися грунтовыми водами.

Среднесуточный расход воды на оголенной засоленной почве может характеризовать расход влаги на испарение.

В июне в 1-м толще этой почвы израсходовалось в сутки около 20,8 м³/га, в июле 43,5 м³/га, в августе 36,3 и 36,5 м³/га, в сентябре 44,1 м³/га.

Среднесуточный расход за все наблюдаемое время оказался примерно одинаковым (площадка № 33 — 34 м³/га, площадка № 32 — 34,8 м³/га) с расходом на поле хлопчатника (площадка № 30—31,5 м³/га).

На местах, покрытых люцерной (площадка № 33), расход в сутки в июле составлял 33,2 м³/га, в сентябре — 43,5 м³/га.

Характерно при этом, что за весь период наблюдения уровень грунтовых вод под люцерной находился примерно на 50 см глубже, чем на полях хлопчатника.

В ноябре с замедлением вегетации люцерны и сильным уменьшением испарения влаги наблюдается все же постепенное увеличение запаса воды в почвах и на полях люцерны за счет накопления капиллярной воды снизу. Но выражено это значительно слабее, чем в почвах под хлопчатником.

Наибольшее иссушение профиля почвы люцерной оказывается в июле—августе, когда особенно интенсивно ее отрастание и особенно велика ее транспирационная деятельность.

Выше, в разделе о грунтовых водах, нами был приведен большой фактический материал, показывающий, что уровень грунтовых вод на полях люцерны обычно находится на 50—100 см глубже, чем на полях хлопчатника (табл. 15). Массовые сравнительные исследования запаса почвенных вод на полях люцерны и хлопчатника обнаруживают эту же закономерность и для почвенной влаги. Так, на полях люцерны осенью 1939 г. запасы влаги в 3,5-м толще почвы были на 800—1 800—2 200 м³/га меньше, чем в 1938 г., когда эти же поля были заняты хлопчатником. Наоборот, в том же 1939 г. на полях хлопчатника осенние запасы влаги оказались на 500—1 500—2 800 м³/га больше, чем в этих же точках содержалось осенью 1937 г., когда поля находились под люцерновым клином севооборота.

Сходные результаты получены С. А. Шуваловым при изучении режима влажности на полях люцерны в Центральной Фергане (опытная станция в Федченко).

Исследования проводились в 1939 г. на люцерне первого и третьего годов вегетации. Наблюдательные площадки располагались на участках хорошей люцерны и изреженной на пятнах солончаков. Грунтовые воды залегали весной на глубине 110—160 см и постепенно опускались к осени до 150—170 см, нарушаясь отдельными поливами.

Для динамики влажности почв люцернового поля первого года вегетации характерно в конце каждого межполивного периода нарастающее иссушение почвенного профиля по мере развития люцерны. Влажность почв с хорошей люцерной в июне и июле перед поливами опускается до величины максимальной молекулярной влагоемкости (13—15%) в горизонтах 0—30 см, а в августе и сентябре в горизонтах 0—75 см. Запас воды в 1-м слое при этом колебался в пределах 350—270 мм (рис. 39).

Таким образом, несмотря на близость грунтовых вод к поверхности, по мере развития люцерны и роста ее транспирационной деятельности в межполивные периоды капиллярная связь почвенного профиля с грунтовыми водами к концу каждого межполивного периода весьма ослабляется.

На солончаковых пятнах, не имеющих покрова люцерны, такое просыхание почв до максимальной молекулярной влагоемкости выражено несравненно слабее, распространяясь лишь не глубже 10 см, что и приводит к засолению почв на незакультивированных участках.

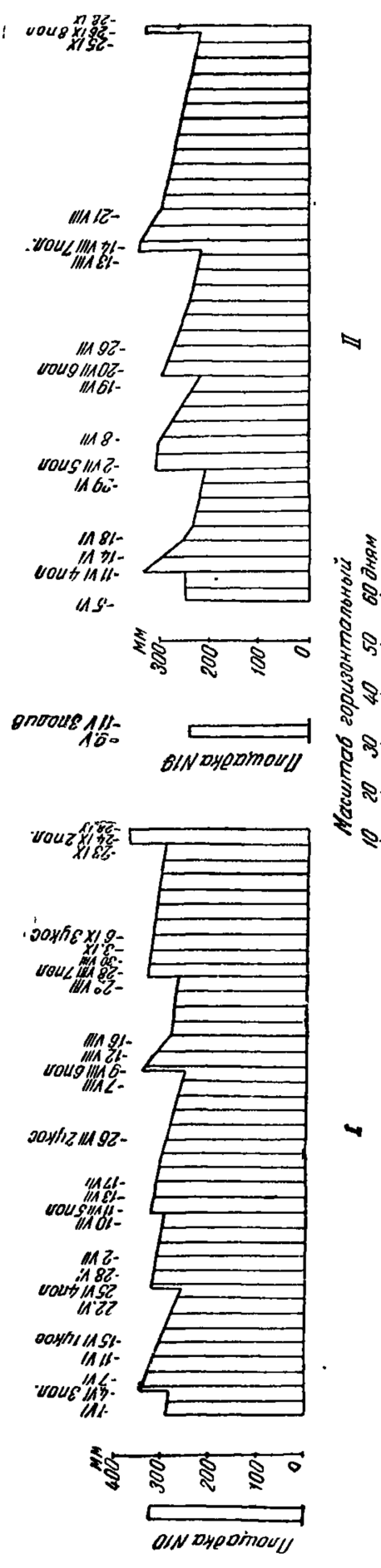


Рис. 39. Изменение режима влажности и запаса воды в 1-м слое почвы в зависимости от мощности развития люцерны (Фергана; Шувалов):
I — люцерна первого года вегетации; *II* — люцерна третьего года вегетации.

На полях люцерны третьего года вегетации степень просыхания почв перед поливами выражена, в соответствии с более мощным развитием люцерны, значительно сильнее и уже в первые месяцы вегетационного перио-

да. С первых чисел июня и вплоть до последних чисел сентября влажность почвы на участках с хорошей люцерной перед очередными поливами опускалась до максимальной молекулярной влагоемкости и ниже на всю толщу корнеобитаемых горизонтов до 90 см. Запас воды в 1-м слое колебался в пределах 330—200 мм (рис. 39).

Таким образом, ослабление капиллярных восходящих токов от грунтовых вод увеличивается с возрастом люцерны от первого года вегетации к третьему.

Рассмотрим еще весьма интересные результаты исследований режима влажности почв под люцерной, проведенных Б. В. Федоровым в Фергане (1929). Им также установлено, что иссушающее влияние люцерны третьего года вегетации сказывается значительно энергичнее, чем люцерны первого года вегетации, и распространяется на глубину до 50 см.

Однако наблюдения Федорова производились на участках с еще более близкими грунтовыми водами: на поле люцерны первого года 20—127 см, а под люцерной третьего года 48—146 см. Естественно, что при таком близком залегании грунтовых вод к поверхности их влияние на водный режим почв проявляется несравненно сильнее, чем на участках, изучавшихся Шуваловым, и чем это наблюдалось нами в Голодной Степи (см. выше).

На люцерне первого года, по данным Федорова, просыхание почвы до влажности, меньше максимальной молекулярной влагоемкости, отмечается только для самого верхнего слоя 0—3 см, и то лишь в отдельных случаях. Обычно же в течение всего вегетационного периода во всем профиле почвы влажность в полтора-два раза превышала максимальную молекулярную влагоемкость и поддерживала, таким образом, непрерывный восходящий ток капиллярных растворов от грунтовой воды. В отдельные же моменты, когда грунтовая вода на поле люцерны первого года приближалась к поверхности до глубины 20—28 см, влажность почвы достигала почти полной влагоемкости, составляя 80—95% скважности (табл. 40).

Таблица 40

Режим влажности почв на однолетней люцерне в % на 100 см³ почвы (1929 г.)

Горизонт	26.VI	2.VII	2.VIII	7.VIII	30.VIII	7.IX	9.II 1930 г.
0— 3	10,0	53,0	6,7	49,0	22,6	44,3	53,4
3— 25	28,0	49,0	25,8	41,6	29,6	41,0	36,2
25— 50	25,9	—	32,0	43,1	28,4	33,7	28,8
50—100	27,8	—	37,8	—	34,3	40,4	38,1
100—150	34,7	—	—	—	38,5	—	—
Уров. грунт. вод	117	20	98	28	127	53	63

Естественно, что подобный режим влажности почв в чрезвычайно выраженной степени способствует соленакоплению.

Трехлетняя люцерна, по данным Б. В. Федорова, при столь близких грунтовых водах практически также не в состоянии снизить влажность в профиле почвы до величин, прекращающих восходящий ток. По данным Федорова, только один раз — 3 июня 1929 г. — и то лишь в горизонте 0—5 см влажность почвы перед первым поливом опустилась до 13%. В течение всего остального времени с 17 апреля до 1 декабря влажность почвы в верхнем 0—5-см слое не опускалась меньше 17—18%, а в остальной части профиля выражалась даже перед поливами величинами порядка 21—23% в пахотном горизонте и 35—40%—44% в глубоких подпахотных горизонтах, лежащих над грунтовыми водами (табл. 41).

Таблица 41

Режим влажности почв на трехлетней люцерне в % на 100 см³ почвы 1929 г.

Горизонт	17. IV	3. VI, перед 1-м поливом	11. VI, после 1-го полива	24.VI, перед 2-м поливом	8.VIII, перед 3-м поливом	12.VIII, после 3-го полива	26.VIII, перед 4-м поливом	1.XII
0— 5	22,6	13,0	44,2	17,9	18,1	30,8	20,0	23,8
5— 10	22,8	22,7	38,7	21,2	19,5	32,6	21,7	24,9
10— 20	25,3	19,0	33,9	23,4	23,6	35,8	21,8	27,2
20— 50	32,2	26,4	33,7	27,2	23,0	34,9	27,6	31,7
50— 75	37,8	31,4	36,0	35,2	31,8	39,5	35,8	36,9
75—100	44,4	37,8	38,2	35,9	35,9	—	31,8	43,0
100—150	—	39,2	43,9	44,6	41,7	—	40,6	—
150—200	—	44,2	—	—	—	—	—	—
Уровень вод	Грунт. 85	146	94	144	140	48	119	94

Таким образом, при неглубоких грунтовых водах, около 85—150 см и менее, люцерна оказывается не в состоянии остановить восходящий капиллярный ток от грунтовых вод.

Рассмотренный материал свидетельствует о большом воздействии культуры люцерны на водный режим почв при глубине грунтовых вод более 100—150 см. Снижая уровень грунтовых вод на 50—100 см, перехватывая корневой системой восходящие токи капиллярных растворов, покров люцерны снижает влажность почвы в межполивные периоды до величин, меньших максимальной молекулярной влагоемкости, при которых капиллярные восходящие токи на этот период практически прекращаются либо сильно снижаются.

Соответственно люцерна оказывает глубокое воздействие и на солевой режим почв, что подмечено уже многими исследователями и практиками в орошаемом земледелии.

Глава II

СОЛЕВОЙ РЕЖИМ ПОЧВ ОРОШАЕМЫХ РАЙОНОВ

1. Понятие о сезонном солевом режиме почв и его типах

В понятие «сезонный солевой режим почв» включается представление о циклических процессах передвижения и накопления легкорастворимых солей в профиле почвы под влиянием смены метеорологических условий по временам года.

Для целинных неорошаемых засоленных почв характерны два аспекта, слагающих годичный цикл солевого режима. В течение влажного периода (зима и весна) преобладают нисходящие токи растворов, и почвенный профиль переживает процесс сезонного рассоления. В течение сухого и жаркого периода (лето и часть осени) преобладают восходящие токи почвенных растворов, и почвенный профиль переживает сезонное засоление.

В орошаемых условиях этот фон годичного цикла солевого режима почв осложняется влиянием каждого очередного полива, который вызывает дополнительные циклы нисходящего и затем восходящего движения солевых растворов в почвах. Число этих поливных циклов солевого режима будет соответствовать числу поливов, промывок и т. д. Таким образом, орошение усложняет солевой режим почв, увеличивая в несколько раз число его циклов.

Но еще больше влияние орошения в солевом режиме почв проявляется в том, что районы орошения вследствие причин и процессов, рассмотренных выше, становятся областями высокого залегания уровня грунтовых вод, для которых характерен капиллярно-грунтовый тип увлажнения почв, непосредственное участие грунтовых вод в водном режиме почв и питании растений.

Конечно, не следует забывать, что и в неорошаемых целинных условиях широко представлены почвы капиллярно-грунтового увлажнения (луговые почвы и солончаки дельт и низких террас рек). Но здесь цикл солевого режима на протяжении года является однократным и обязанным лишь однократному (за зиму и весну) накоплению грунтовых вод и затем их испарению с систематическим снижением уровня.

В орошаемых же условиях солевой режим почв определяется грунтовым питанием в значительно большей степени потому, что в течение вегетационного периода под влиянием избыточно-поливных и фильтрационных

вод грунтовые воды значительно большее время находятся на высоком уровне и часто приобретают летний (июль — август) ирригационный максимум, совпадающий с периодом наиболее интенсивного испарения.

В соответствии с этим необходимо различать в солевом режиме орошаемых почв, кроме сезонно-годового цикла, еще и межполивные циклы солевого режима.

Но, очевидно, этих представлений о солевом режиме почв недостаточно для понимания динамики солей в масштабе нескольких лет или десятилетий. В режиме пустынь и степей известны периодические циклы обводнения и обсыхания местности (например Брюкнеровские периоды). Подобные смены продолжительных периодов увлажнения местности периодами их обсыхания несомненно также отзываются и на солевом режиме почв.

Для явлений подобного масштаба уместно различать многолетние циклы солевого режима. Может быть, в данном случае было бы правильно говорить о многолетних циклах соленакопления.

Необходимость этого понятия чувствуется и при трактовке вопросов вторичного засоления почв, вызываемого также многолетним обводнением целой области.

Наконец, целесообразно ввести представление о вековых циклах солевого режима. Вековые циклы солевого режима охватывают отрезок времени, необходимый для формирования и обособления целой геоморфологической области (ландшафта) типа дельты, террасы, конуса выносов. Для вековых циклов солевого режима в сухих континентальных климатических условиях также характерен период соленакопления при переходе суши от поемного режима к пустынному или степному и период рассоления этой же суши после отрыва почв от грунтовых вод и перехода местности к чисто элювиальному режиму.

Итак, мы устанавливаем для солевого режима почв циклы вековые, многолетние, сезонно-годовые, а в условиях орошения — межполивные. Для каждого из них характерны аспекты векового, многолетнего, сезонного или межполивного засоления (соленакопления), сменяющиеся аспектом рассоления.

В последующем изложении мы принуждены в соответствии с имеющимся в нашем распоряжении материалом ограничиться лишь анализом сезонно-годовых и межполивных циклов солевого режима почв.

В зависимости от типа режима грунтовых вод и типа режима влажности почв, в зависимости от режима орошения запас солей в почвах в процессе их миграции может меняться в сторону увеличения или в сторону уменьшения. Поэтому необходимо различать следующие основные направления развития солевого режима почвы:

а) запас солей в почве от цикла к циклу растет;

б) запас солей в почве от цикла к циклу остается стабильным;

в) запас солей в почве от цикла к циклу уменьшается.

В случае «а», солевой режим является необратимым, вследствие того, что сезонное или поливное рассоление сказывается меньше, чем сезонное или межполивное засоление.

Этот тип солевого режима называется нами сезонно-необратимым солевым режимом засоления.

В естественных условиях он наступает на обсыхающих пойменных террасах и дельтах рек, берегах засоляющихся озер или на периферии сухих дельт. В орошаемом земледелии он характерен для районов начинающегося вторичного засоления.

Сезонно-необратимый солевой режим засоления возникает в почвах капиллярно-грунтового увлажнения при компенсированном испарениием и положительно декомпенсированном типах режима грунтовых вод, когда расход их через испарение с поверхности почвы абсолютно и относительно играет решающую роль.

В случае «б», запас солей в почве от цикла к циклу остается стабильным, и поэтому годовой цикл солевого режима является полностью обратимым, так как сезонное или поливное рассоление в общем виде покрывает сезонное засоление почв.

Этот тип солевого режима назван нами сезонно-обратимым типом солевого режима.

С типом сезонно-обратимого солевого режима мы сталкиваемся в достаточно дренированных районах Ферганы и Зеравшанской долины.

Условием существования подобного сезонно-обратимого типа солевого режима почв является полное выщелачивание из почв солей, накопившихся в период летнего или межполивного засоления.

Это может происходить при длительном существовании компенсированного подземным стоком и транспирацией типа режима грунтовых вод и сквозном полном промывании почв пресными водами.

Подобные условия могут сложиться, например, на пойменных террасах рек или на молодых дельтах, ежегодно заливаемых и промываемых пресными паводковыми водами.

Аналогичные условия складываются на тех частях конусов выноса субаэральных дельт и подгорных равнин, которые имеют интенсивный отток грунтовых вод и достаточные для глубокого промачивания почв количества атмосферных осадков.

В орошаемых областях сезонно-обратимый тип солевого режима достигается часто искусственно с помощью зимних поливов, аратов или ежегодных промывок (Фергана, Бухара, Мугань).

Задача подобных зимних поливов и промывок — выщелочить из почв соли, накопившиеся в течение летнего и осеннего сезонов, т. е. добиться обратимости солевого режима и компенсации сезонного засоления рассолением.

Такое же значение имеют хорошо проведенные вегетационные поливы на засоленных почвах, когда сезонное засоление под влиянием поливного рассоления ослабляется и почвы в дальнейшем в течение зимы подвергаются опресняющему влиянию зимних атмосферных осадков.

В случае «в», когда запас солей от цикла к циклу уменьшается, солевой режим почв является также необратимым, вследствие того, что сезонное или поливное рассоление превышает сезонное или межполивное засоление.

Этот тип солевого режима назван нами сезонно-необратимым солевым режимом рассоления.

В естественной обстановке сезонно-необратимый режим рассоления складывается, например, после опускания базиса эрозии и вызванного им понижения уровня грунтовых вод ниже критической глубины и установления компенсированного стоком, а также стоком и транспирацией типа их режима. В орошаемых почвах этот тип солевого режима обычно формируется после общего опускания уровня грунтовых вод, вследствие уменьшения питания их благодаря улучшению эксплоатации и агротехники или вследствие увеличения вывода грунтовых вод после сооружения дренажно-коллекторной сети.

В этих случаях режим грунтовых вод будет относиться к отрицательно декомпенсированному типу, характеризующемуся уменьшением запаса их и опусканием уровня с одновременным увеличением роли стока грунтовых вод и сокращением расхода их на испарение.

Этот тип солевого режима тесно связан с пленочно-капиллярно-грунтовым типом и в особенности с элювиальным типом режима влажности почв, когда влияние грунтовых вод ослаблено или исключено.

Намеченные нами основные типы солевого режима не исчерпывают их разнообразия, а являются лишь предварительным и схематическим обобщением наиболее резко отличных групп солевого режима. Тем не менее установление их позволяет правильнее разобраться в результатах изучения динамики орошаемых почв и наметить систему мероприятий для регулирования и управления солевым режимом.

Установленные типы солевого режима почв, отражая смену во времени типов режима грунтовых вод и влажности почв, генетически между собой связаны и могут переходить один в другой в определенной последовательности.

Так, на юных фазах развития аллювиальной равнины (дельты, пойменные террасы и т. д.) в ней господствуют компенсированный стоком и транспирацией тип режима грунтовых вод и периодическое затопление пресными паводковыми водами.

Солевой режим почвы на этой фазе будет относиться к сезонно-обратимому типу, так как рассоление, благодаря паводкам, будет покрывать сезонное засоление. Соленакопление в этом случае может ограничиться лишь наименее растворимыми солями $CaCO_3$ и частью $CaSO_4$.

Постепенное обособление аллювиальной равнины, ее поднятие, уменьшение роли речных вод в питании грунтовых вод, сокращение влияния паводков повлекут за собой возникновение компенсированного испарением типа режима грунтовых вод.

Это обусловливает развитие сезонно-необратимого типа солевого режима, направленного в сторону засоления с прогрессивным накоплением

в грунтах и грунтовых водах как малорастворимых, так и легкорастворимых солей.

Дальнейшее формирование рельефа аллювиальной равнины, ее поднятие и постепенное расчленение вызывают отрицательную декомпенсацию режима грунтовых вод; они начинают постепенно опускаться, влияние их в почвообразовательном процессе будет сокращаться.

Все это предопределяет превращение сезонно-необратимого солевого режима засоления в сезонно-необратимый режим рассоления.

С дальнейшим расчленением равнины режим грунтовых вод перейдет к типу компенсированного стоком, установится элювиальный тип режима влажности почв, а динамика солей будет направлена в сторону прогрессивного рассоления.

Такую же закономерную смену типов солевого режима можно представить себе и в условиях орошаемого оазиса. Так, например, до орошения на территории Голодной Степи существовали компенсированный стоком и компенсированный испарением и транспирацией типы режима грунтовых вод. Динамика влажности сероземов высоких равнин проходила по типу элювиального увлажнения. Соответственно на части территории Голодной Степи динамика солей протекала по типу сезонно-необратимого режима рассоления.

В древнерусловых впадинах, подобных Шурузякской, преобладал компенсированный испарением и отчасти транспирацией тип режима грунтовых вод и соответственно капиллярно-грунтовый и пленочно-капиллярно-грунтовый тип режима влажности.

Для этих территорий был характерен солевой режим типа сезонно-необратимого засоления.

После начала орошения режим грунтовых вод во всей Голодной Степи перешел к типу положительно декомпенсированного, что вызвало развитие на орошенной территории вторичного засоления, обязанного установлению сезонно-необратимого режима засоления.

После того как на большей части орошенной территории установился вторично компенсированный испарением и транспирацией тип режима грунтовых вод, сезонно-необратимый тип солевого режима засоления на этих территориях закрепился.

Мы отметили выше, что для засоленвых почв характерно перемежение процессов сезонного и межполивного рассоления и засоления.

Для оценки суммарной интенсивности сезонного засоления, а также для оценки интенсивности накопления отдельных ионов, целесообразно ввести понятие о коэффициенте сезонной аккумуляции солей или, сокращенно, коэффициент САС.

Коэффициент САС представляет собой отношение осеннего содержания солей или какого-либо иона к весеннему. Коэффициент САС может высчитываться как для процентного содержания солей, так и для абсолютного запаса на всю толщу почвы или для отдельного горизонта 0—2 см, 0—25 см и т. д.

Если коэффициент САС равен единице, значит сезонное засоление не имело места. Если коэффициент САС больше единицы, то имело место сезонное засоление. Если же, наконец, коэффициент САС меньше единицы, то в течение сезона произошло рассоление почвы и динамика солей была направлена в сторону рассоления.

2. Солевой режим солончаков

Сезонный солевой режим протекает различно в неорошаемых и орошаемых почвах. В последних он значительно осложнен влиянием поливов и высокоподнятых грунтовых вод. Поэтому для того, чтобы рассмотреть особенности солевого режима солончаков, мы прежде всего остановимся на почвах перелогов и целин.

а) Солевой режим пухлых солончаков перелогов

Исследования проводились в 1937—1939 гг. на территории 5-летней солончаковой залежи в совхозе Пахта-Арал. Водный режим этой точки рассмотрен в предшествующем разделе настоящей части (табл. 31).

Весной — 21 апреля 1937 г. — солевой профиль почвы обнаружил картину солончака в состоянии сезонного рассоления, обязанного влиянию зимних и весенних атмосферных осадков. Максимум легкорастворимых солей был смещен на глубину 10—30 см (2%), но и на поверхности и на глубине до 45 см засоление было достаточно высоким 1—1,2% (табл. 42).

Наиболее глубокие горизонты (100—350 см), лежащие над грунтовой водой, содержали 0,3—0,4% легкорастворимых солей. Грунтовые воды, вскрытые на глубине около 300 см, имели 9,6 г/л легкорастворимых солей, в том числе 1,4 г/л Cl' и 4,9 г/л SO''_4.

Наибольшее содержание Cl' в весеннем профиле почвы было в толще 0—80 см. Как почвы, так и грунтовые воды в этот момент характеризуются преобладанием сульфатов над хлоридами. В составе солей грунтовых вод доля сульфатов составляет 70% суммы ионов, а доля хлоридов 27%. В составе же солей почвы сульфаты занимают не менее 80% суммы ионов.

Для почв в сравнении с грунтовыми водами характерна обогащенность $Ca^{\cdot\cdot}$, $K^{\cdot}$ и иногда $Na^{\cdot}$; $Mg^{\cdot\cdot}$ в составе солей почвы представлен значительно меньшими величинами, чем в грунтовых водах.

Здесь, таким образом, проявляется дифференциация солей между почвами и грунтовыми водами, о которой мы уже писали выше. $CaSO_4$ и Na_2SO_4 накапливаются преимущественно в грунтах и почвах, а $MgCl_2$ и NaCl преимущественно в грунтовых водах. Исключение составляют лишь горизонты соленакопления в почве, в которых Cl' сохраняет либо несколько превышает его содержание в грунтовых водах.

В солевом профиле почвы можно наметить три зоны соленакопления. В верхней зоне 0—20 см преобладают сульфаты, составляющие 80—86% суммы ионов при 10—16% хлоридов. В средней зоне на глубине 20—80 см сульфаты составляют 60—70% суммы, и хлориды — 24—35%. Здесь же отмечается наибольшее содержание $Na^{\cdot}$ и высокое содержание $Mg^{\cdot\cdot}$. В третьей зоне на глубине 100—350 см доля сульфатов вновь возрастает до 80%, со-

Таблица 42

Данные анализа водных вытяжек из образцов пухлого солончака перелогов на период весны 21 апреля 1937 г.

(Пахта-Арал, площадка № 8)

Глубина в см	Плотн. остат.	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разности
				В % на 100 г сухой почвы					
0— 2	1,23	0,02	0,06	0,77	0,002	0,14	0,03	0,004	0,16
2— 10	1,30	0,05	0,05	0,65	0,004	0,20	0,01	0,01	0,10
10— 20	2,10	0,03	0,17	1,17	0,004	0,21	0,02	0,01	0,39
20— 30	2,02	0,03	0,25	0,87	0,003	0,16	0,03	0,01	0,33
30— 45	1,14	0,04	0,23	0,55	0,005	0,04	0,03	0,005	0,31
60— 80	0,72	0,04	0,10	0,41	0,001	0,03	0,02	0,001	0,19
100—120	0,39	0,04	0,04	0,23	Нет	0,03	0,01	Нет	0,09
160—180	0,21	0,05	0,02	0,13	»	0,02	0,01	0,001	0,05
210—230	0,27	0,05	0,02	0,16	»	0,02	0,01	0,001	0,05
260—280	0,45	0,04	0,01	0,29	»	0,06	0,01	0,001	0,05
330—350	0,41	0,04	0,01	0,28	»	0,06	0,01	0,001	0,07
Грунт. вода 300 см, г/л	9,66	0,19	1,40	4,99	»	0,55	0,47	0,002	1,84
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	1,14	5,17	43,60	0,08	20,83	7,74	0,34	21,09
2— 10	—	2,65	4,87	42,29	0,19	31,37	3,78	1,00	13,86
10— 20	—	1,00	8,30	40,59	0,12	17,69	3,55	0,63	28,13
20— 30	—	1,15	13,67	35,07	0,12	15,83	5,62	0,81	27,73
30— 45	—	1,78	17,46	30,56	0,19	5,53	7,79	0,37	36,33
60— 80	—	3,16	12,16	34,64	0,05	7,50	7,58	0,08	34,85
100—120	—	5,85	8,84	35,31	Нет	11,13	10,84	Нет	28,03
160—180	—	10,37	6,79	32,78	»	12,28	9,77	0,23	27,77
210—230	—	8,62	5,88	35,50	»	14,91	9,94	0,20	24,95
260—280	—	5,42	3,75	40,83	»	23,23	10,31	0,26	16,20
330—350	—	5,29	3,34	41,37	»	22,39	5,21	0,21	22,18
Гр. вода 300 см	—	1,09	13,51	35,60	—	9,45	13,48	0,16	26,90

держание же хлоридов падает до 6—7% за счет увеличения доли бикарбонатов до 10—20% суммы ионов солей.

Со второй половины весны сезонное рассоление начинает сменяться интенсивным сезонным засолением. Грунтовые воды расходуются постепенно на пополнение водных запасов почвы и на испарение, отдавая свои соли почве. Соли, вымытые за зиму на глубину 20—80 см, перемещаются с почвенными растворами к поверхности. Наслоенный за зиму горизонт более минерализованных грунтовых вод сменяется менее минерализованными грунтовыми водами, лежащими глубже (табл. 43). Последние, постепенно поднимаясь по капиллярам к поверхности, замещают на глубине 150—300 см растворы зимнего времени.

В итоге за лето происходит некоторое опреснение глубинных горизонтов почвы, расположенных над грунтовой водой в зоне капиллярной каймы. Это хорошо видно из табл. 42, 43, 44, где приведены данные вытяжек весеннего, летнего и осеннего сроков.

Так, в июне общий максимум солей переместился в поверхностный горизонт 0—25 см, достигнув 2—2,6%. В конце же ноября максимум солей сосредоточился в слое 2—10 см, составляя 3—8%. Почва с поверхности приобрела облик маломощного пухлого солончака.

Наибольшее сезонное накопление в поверхностных горизонтах проявил Cl' (0,29 до 0,5%), $Mg^{\cdot\cdot}$ (с 0,01 до 0,08%) и $Na^{\cdot}$ (с 0,1 до 0,7%).

Таблица 43

Данные анализа водных вытяжек из образцов пухлого солончака перелогов на период лета — 27 июня 1937 г.

(Пахта-Арал, площадка № 8)

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na по разности
			В % на 100 г сухой почвы				
0— 2	2,11	0,01	0,19	0,72	0,22	0,032	0,15
2— 10	2,59	0,01	0,29	0,69	0,22	0,035	0,20
10— 25	2,60	0,01	0,20	1,11	0,21	0,032	0,36
25— 40	1,31	0,01	0,23	0,47	0,04	0,024	0,28
60— 80	0,66	0,01	0,10	0,27	0,02	0,015	0,15
100—120	0,48	0,01	0,05	0,21	0,03	0,015	0,07
160—180	0,19	0,02	0,02	0,09	0,01	0,005	0,03
210—230	0,36	0,02	0,01	0,22	0,07	0,013	0,02
260—280	0,18	0,02	0,01	0,07	0,02	0,002	0,02
330—350	0,16	0,02	0,01	0,05	0,01	0,003	0,03
Грунт. вода 315 см, г л	8,12	0,12	1,22	3,96	0,53	0,42	1,27
			В % от суммы м-экв				
0— 2	—	0,59	12,96	36,14	27,70	6,52	15,30
2— 10	—	0,52	18,29	31,19	24,27	6,31	19,42
10— 25	—	0,41	9,88	39,76	18,35	4,53	27,13
25— 40	—	0,67	19,56	29,78	7,22	6,20	36,58
60— 80	—	1,45	16,42	32,12	6,68	6,95	36,32
100—120	—	2,49	11,31	36,19	12,65	10,23	27,12
160—180	—	6,37	9,36	34,27	15,36	7,68	26,96
210—230	—	3,02	4,06	42,91	32,80	10,21	6,99
260—280	—	9,01	7,51	33,48	21,03	4,51	24,46
330—350	—	9,90	11,63	28,47	13,61	6,96	29,46

Накопление воднорастворимых соединений Ca не обнаруживается, так как $Ca^{\cdot\cdot}$ в форме гипса переходит в твердую фазу почвы, а накопление SO'_4 невелико (с 0,6, до 1,8%).

Коэффициент сезонного накопления легкорастворимых солей (САС) составляет для горизонта 2—10 см по плотному остатку—3,0, по Cl' — 10, по Mg — 8, по $Na^{\cdot}$ — 7,7, по K — 5, по SO_4'' — 2,7 и по $Ca^{\cdot}$ — 0.

Таблица 44

Данные анализа водных вытяжек из образцов пухлого солончака на период осени — 26 ноября 1937 г.

(Пахта-Арал, площадка № 8)

Глубина в см	Плотн. остат.	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разности
				В % на 100 г сухой почвы					
0— 2	1,978	0,027	0,34	0,79	0,004	0,13	0,04	0,05	0,29
2— 10	3,827	0,044	0,50	1,79	0,004	0,21	0,08	0,06	0,77
10— 25	2,573	0,039	0,39	1,11	0,002	0,22	0,08	0,02	0,38
25— 40	1,213	0,039	0,20	0,55	0,002	0,05	0,05	0,02	0,25
60— 80	0,625	0,041	0,08	0,30	Следы	0,02	0,03	0,004	0,13
100—120	0,530	0,042	0,06	0,27	Следы	0,02	0,03	Следы	0,10
160—180	0,286	0,041	0,03	0,13	Нет	0,02	0,03	»	0,04
210—230	0,189	0,041	0,02	0,08	»	0,02	0,02	»	0,02
260—280	0,197	0,041	0,01	0,08	»	0,02	0,01	»	0,02
330—350	0,221	0,042	0,02	0,09	»	0,01	0,01	»	0,03
400—420	0.184	0,042	0,02	0,07	»	0,01	0,01	»	0,02
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	0,82	18,22	30,82	0,13	17,30	6,79	2,30	23,60
2— 10	—	0,68	35,52	35,73	0,05	10,20	6,42	1,41	31,96
10— 25	—	0,90	15,93	33,12	0,04	15,57	10,12	0,81	23,48
25— 40	—	1,76	15,95	32,18	0,08	6,48	11 01	1,73	30,77
60— 80	—	3,59	12,76	33,63	Следы	6,22	12,50	0,58	30,68
100—120	—	4,33	10,58	35,09	»	6,80	15,28	Следы	27,90
160—180	—	7,64	10,27	32,07	Нет	12,56	16,43	»	21,00
210—230	—	11,28	10,28	28,45	»	13,80	22,22	»	13,97
260—280	—	11,24	8,72	30,03	»	14,76	22,32	»	12,41
330—350	—	10,70	8,71	30,58	»	10,85	14,33	»	24,31
400—420	—	12,32	10,03	27,64	»	12,50	18,31	»	19,19

Соответственно к осени изменился качественный состав солей. Уже в июне сульфаты занимали в составе солей в верхних 40 см не более 78%, а в ноябре не выше 60—70%.

Хлориды же в июне поднялись до 18—38%, а в ноябре до 31—36% суммы ионов солей.

Возросло относительное содержание солей Mg, Na и K. Доля $Ca^{\cdot\cdot}$ в сумме ионов упала. В очень сильной степени в глубоких горизонтах увеличилась роль $Mg^{\cdot\cdot}$ при одновременном исчезновении $K^{\cdot}$ и уменьшении солей Na (табл. 44).

Таким образом, в результате сезонного засоления произошло увеличение общего количества легкорастворимых солей в почве, и их состав изменился из сульфатного в хлоридно-сульфатный, причем в слое 2—10 см доля сульфатов и хлоридов выравнялась.

Сезонное накопление $CaCO_3$ уловить не удалось. Содержание CO_2 по профилю в апрельский и ноябрьский сроки оказалось в общем одинако-

вым. Но сезонное накопление гипса можно проследить. Весной, несмотря на зимнее выщелачивание солей, гипс не обнаруживает перемещения вниз. Его максимум остается закрепленным в верхних 0—2 см. К осени в процессе сезонного засоления происходит и накопление гипса. Почти во всех горизонтах профиля содержание гипса увеличилось в той или иной степени (табл. 45).

Таблица 45

Сезонное накопление гипса в пухлом солончаке (№ 8)
(в % SO_4)

Глубина в см	Весна 21.IV.37	Осень 15.XI.37	Изменения в запасе
0— 2	0,72	0,54	—0,18
2— 10	0,23	0,77	+0,54
20— 30	0,34	0,46	+0,12
60— 80	0,12	0,19	+0,07
100—120	0,07	0,14	+0,07
160—180	0,09	0,14	+0,05

Существование подобного солевого режима в течение длительного времени приводит неорошаемые залежные внутриоазисные участки (перелоги) к прогрессивному засолению.

б) Солевой режим корковых неорошаемых солончаков

Корковые солончаки часто встречаются в Голодной Степи, Фергане, Бухаре и других орошаемых районах Средней Азии, занимая наиболее пониженные элементы мезорельефа. Наши наблюдения проводились в 1941—1942 гг. на корковых солончаках Шурузякской депрессии в Голодной Степи в районе станции Золотая Орда (площадка № 13). Результаты исследований приведены в табл. 46.

Как можно видеть из этих данных, корковые солончаки отличаются крайне резко выраженной сезонной динамикой солей. Корковый солончак, вскрытый шурфом в конце мая 1941 г., обнаружил признаки сезонного рассоления до глубины 20—40—60 см. В составе солей сульфаты всюду преобладали над хлоридами, исключая горизонты 20—40—60 см, где их доля была примерно одинаковой (23—24% — Cl' и 25% SO''_4 от суммы ионов).

В октябре 1941 г. степень засоления верхних горизонтов почвы резко возросла (для 0—5 см с 9% до 12%). Увеличилась в них также и доля участия хлоридов (с 20—21% до 24% Cl').

Влажная зима 1941/1942 гг. вызвала интенсивное сезонное рассоление и вымывание солей из почвы в грунтовую воду. Плотный остаток уменьшился до 1,5—2%, количество Cl' — с 1—3% осенью—до 0,02—0,1%. Доля хлоридов в составе солей упала с 40—50% до 3—21%, а доля сульфатов поднялась до 84—95% суммы ионов солей.

Если сопоставить степень засоленности солончака весной 1942 г. и осенью 1941 г., то трудно допустить, что это одна и та же почва. Коэффици-

Таблица 46

Данные анализа водных вытяжек из образцов коркового солончака
(Площадка № 13, Голодная Степь)

Глубина в см	Сухой остаток	Общ. щелочность HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na по разн.
			Весна (27 мая 1941 г.)				
			В % на 100 г почвы				
0— 5	9,11	0,041	2,03	3,61	0,28	0,19	2,38
5— 10	4,29	0,026	0,92	1,75	0,28	0,10	0,93
10— 20	3,67	0,022	0,81	1,47	0,26	0,08	0,78
20— 40	3,47	0 019	0,89	1,26	0,23	0,09	0,75
40— 60	3,75	0,016	0,92	1,43	0,32	0,11	0,71
60—100	2,28	0,016	0,33	1,13	0,29	0,04	0,35
100—150	1,95	0,013	0,24	1,02	0,29	0,09	0,25
Грунт. вода г/л	46,78	0,40	15,84	13,69	0,24	2,18	12,45
			В % от суммы м-экв				
0— 5	—	0,25	21,54	28,23	5,22	5,95	38,07
5— 10	—	0,33	20,66	28,13	11,07	6,66	33,15
10— 20	—	0,33	21,29	28,37	12,09	6,31	31,61
20— 40	—	0,39	24,25	25,43	11,19	7,07	31,67
40— 60	—	0,23	23,20	25,67	14,14	8,15	28,61
60—100	—	0,39	14,11	35,43	22,01	4,08	23,93
100—150	—	0,37	12,09	37,53	25,83	4,80	19,38
Грунт. вода г/л	—	0,37	30,22	19,32	0,83	12,14	36,67
			Осень (9 октября 1941 г.)				
			В % на 100 г почвы				
0— 5	12,21	0,066	3,22	4,39	0,39	0,32	3,15
5— 10	4,37	0,041	1,10	1,58	0,31	0,09	0,95
10— 20	3,07	0,032	0,66	1,32	0,27	0,10	0,56
20— 40	2,39	0,033	0,60	0,89	0,13	0,08	0,52
60—100	2,25	0,032	0,34	1,14	0,29	0,06	0,32
100—150	2,18	0,030	0,32	1,09	0,30	0,06	0,28
150—200	1,96	0,032	0,26	0,96	0,28	0,06	0,21
Грунт. вода г/л	42,76	0,57	12,71	13,18	0,93	1,98	9,84
			В % от суммы м-экв				
0— 5	—	0,29	24,66	24,92	5,28	7,25	37,60
5 —10	—	0,51	24,03	25,44	12,04	6,89	31,09
10— 20	—	0,55	19,92	29,07	14,44	9,25	26,77
20— 40	—	0,74	23,56	25,69	9,52	9,53	30,96
60—100	—	0,77	14,21	35,01	21,92	7,41	20,68
100—150	—	0,65	13,96	35,30	23,45	7,37	19,27
150—200	—	0,93	13,03	36,00	24,64	8,67	16,73
Грунт. вода г/л	—	0,73	27,88	21,38	3,63	12,73	33,30

Продолжение табл. 46

Глубина в см	Сухой остаток	Общ. щелочность HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.
			Конец зимы (19 февраля 1942 г.)					
			В % на 100 г почвы					
0— 5	1,62	0,048	0,10	0,97	0,27	0,05	0,01	0,13
5— 10	1,52	0,055	0,02	1,00	0,27	0,02	0,02	0,13
10— 20	2,07	0,037	0,01	0,77	0,19	0,06	Не опр.	0,94
Грунт. вода г/л	9,15	0,20	0,59	5,34	0,47	0,24	2,02	—
			В % от суммы м-экн					
0— 5	—	1,66	1,03	42,31	28,56	8,13	0,81	12,45
5—10	—	2,05	1,60	46,32	30,64	4,87	1,28	13,23
10—20	—	1,72	0,68	47,50	29,28	15,64	Не опр.	5,08
Грунт вода	—	1,3	6,4	42,3	8,9	7,9	—	33,2

ент САС для горизонта 0—5 см выражается очень большими величинами плотный остаток — 8, Cl' — 32, SO_4''—5, Mg — 6, $Na + K'$ — 20, свидетельствующими о том, что наибольшая интенсивность сезонной миграции солей по профилю (от грунтовой воды к поверхности почвы и обратно) характерна для NaCl.

Таблица 47

Данные анализа водных вытяжек из образцов неорошаемого солончака долины р. Вахш

№ разреза	Срок взятия образцов	Глубина в см	Сухой остат. в %	Cl'	SO_4''	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}$ по разности
				в м-экв				
36	Осень 1936 г.	0— 1	15,40	25,11	180,65	14,70	14,71	178,0
		1— 5	4,20	13,52	41,45	11,87	6,57	37,33
		30— 40	2,69	14,29	20,34	14,54	6,98	16,54
		60— 70	2,60	12,94	22,73	13,72	5,91	16,43
		135—150	3,55	24,92	25,99	15,87	6,98	28,39
Грунт. вода		г/л	106,36	1156,20	474,80	34,80	650,00	951,90
	Осень 1937	0— 1	29,87	240,60	196,00	16,70	52,44	368,97
		1— 4	21,71	129,80	186,50	16,90	24,17	276,30
		7— 12	6,30	59,21	34,85	17,00	13,97	63,45
		13— 18	6,65	40,10	36,95	13,40	15,04	49,06
		45— 55	3,56	23,96	25,85	Не опред.		
		95—105	3,14	20,36	23,69	»		
		145—155	3,22	20,77	25,85	»		
		195—205	4,29	30,55	31,24	»		
Грунт. вода		г/л	106,68	1299,80	340,50	12,60	214,02	1418,1

Корковые солончаки в процессе соленакопления со временем переходят в солончаки пухлые. Для иллюстрации подобного примера сезонно необратимого соленакопления мы приводим материалы П. А. Керзума и О. А. Грабовской по солончакам Каралангской низины долины р. Вахш. Осенью 1936 г. на наблюдательной площадке был обнаружен типичный резко выраженный солончаковый профиль с содержанием солей в верхней 0—1 см корочке 15% и в остальных горизонтах почвы 2—4%.

По составу солей солончак был сульфатным. Высокоминерализованные грунтовые воды (106 г/л) залегали на небольшой глубине 150 см.

Через год, осенью 1937 г., на этой же точке обнаружено было интенсивное увеличение степени засоленности почвы. Грунтовые воды, израсходовавшись на испарение, залегали уже на глубине 250 см, сохранив однако ту же минерализацию (106 г/л).

Верхняя корочка 0—1 см содержала солей около 30%. Под нею же сформировался соленосный горизонт, содержащий уже более 21%. В остальных горизонтах почвенного профиля содержание солей выражалось величинами 3—6,6%. При этом по составу солей солончак перешел из сульфатного в сульфатно-хлоридный, с резко выраженным преобладанием хлоридов над сульфатами (табл. 47).

в) Солевой режим мощных пухлых неорошаемых солончаков

Мощные пухлые солончаки широко представлены на перелогах Центральной Ферганы, Голодной Степи, Бухары, Вахша. Солевой режим мощных пухлых неорошаемых солончаков изучался нами в Центральной Фергане на территории опытной станции Федченко на очень старом перелоге (площадка № 3).

В год исследования (1939) невдалеке от наблюдательной площадки находилось большое поле риса. Горько-соленые, сильноминерализованные грунтовые воды залегали на глубине 165 см весной и на глубине 160 см осенью. Мощный пухлый солончак был представлен с поверхности рыхлым соленосным горизонтом глубиной до 25 см, покрытым плотной соляной корочкой в 1 см.

Пухлый соляный горизонт лежал на глинистом влажном гипсоносном наносе, переходящем книзу в бурый мергелистый гипсоносный суглинок.

Анализ образцов весенней скважины, заложенной 7 мая 1939 г., установил (табл. 48), что верхний соленосный горизонт содержит 5—7% легкорастворимых солей, причем наиболее богатый солями слой 8—15 см, кроме того, содержит до 14% $CaSO_4 . 2H_2O$ и до 6% $CaCO_3$.

Таким образом, соли в этом горизонте составляют около 27% от веса почвы. Глубже к грунтовой воде количество легкорастворимых солей опускается до 3,6—2,6%.

Максимум хлоридов прослеживается на глубине 35—65 см (Cl' 0,4%), а максимум сульфатов приурочен к пухлому горизонту (3—5% SO_4''). Количество переходящего в водную вытяжку $Ca^{\cdot\cdot}$ представлено одинаковой величиной, около 0,2%; $Mg^{\cdot}$ смещен в горизонт 20—35 см и выражается величиной до 0.29%; $Na^{\cdot}$, подсчитанный по разности, сосредоточен преиму-

Таблица 48

Данные анализа водных вытяжек из образцов мощного пухлого солончака на период весны — 7 мая 1939 г.

(Фергана, оп. станция Федченко, площадка № 3)

Глубина в см	Сухой остат.	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.
				В % на воздушно-сухую почву						
0— 1	4,69	Нет	0,06	0,01	3,05	0,002	0,19	0,02	0,02	1,22
1— 8	5,51	»	0,05	0,14	3,43	0,002	0,21	0,03	0,02	1,44
8— 15	7,78	»	0,06	0,11	4,99	0,001	0,21	0,05	0,03	2,13
20— 35	5,33	0,0060	0,052	0,38	2,96	Следы	0,21	0,29	0,05	0,86
35— 65	4,92	0,0030	0,043	0,41	2,63	Следы	0,22	0,28	0,03	0,73
65—100	3,68	Нет	0,03	0,34	1,99	Нет	0,25	0,15	0,03	0,59
100—155	2,64	»	0,03	0,19	1,46	»	0,25	0,09	0,02	0,37
150—170	2,84	»	0,03	0,20	1,61	»	0,24	0,11	0,03	0,39
				В % от суммы м-экв						
0— 1	—	Нет	0,81	0,18	48,99	0,02	7,42	1,06	0,42	41,09
0— 8	—	»	0,59	2,69	46,70	0,02	6,90	1,85	0,42	40,83
8— 15	—	»	0,44	1,44	48,12	0,01	4,80	1,89	0,43	42,88
20— 35	—	0,14	0,58	7,34	41,95	Следы	7,11	16,70	0,86	25,33
35— 65	—	0,07	0,52	8,56	40,85	»	8,15	17,50	0,69	23,65
65—100	—	Нет	0,48	9,41	40,11	Нет	11,96	12,52	0,68	24,83
100—155	—	»	0,62	7,60	41,78	»	17,00	10,27	0,81	21,92
150—170	—	»	0,57	7,26	42,18	»	15,46	11,99	0,91	21,65

щественно в верхних 15 см и в слое 8—15 см выражается величиной 2%.

Скважина, заложенная осенью (12 сентября 1939 г.), установила, что грунтовые воды в разрезе поднялись до 160 см, а пухлый солевой горизонт достиг мощности 30—35 см. Соответственно расширились к осени на поверхности почвы и границы пухлого солончака.

Сопоставление результатов анализа водных вытяжек на период весны и осени устанавливает, что к осени происходит общее увеличение количества легкорастворимых солей в пухлом солевом горизонте 0—25 см (табл. 49).

Коэффициент САС в этом горизонте максимального соленакопления достигает для плотного остатка 1,4. Глубже по профилю больших изменений в количестве и составе солей в сравнении с весной не отмечается.

Накопление солей в верхнем горизонте произошло в основном за счет сернокислого Na и отчасти сернокислого Mg. В частности, содержание SO_4 увеличилось во всем профиле на величину от нескольких десятых до 2—3%. Коэффициент САС для SO''_4 равен 1,3—1,7. В этих же горизонтах отмечается накопление $Na^{\cdot}$, коэффициент САС которого равен 1,3—3,0, и $K^{\cdot}$, коэффициент САС которого несколько меньше 1—1,7.

Накопление хлоридов не обнаруживается, и коэффициент САС для Cl' выражается величиной 0,3—0,6, свидетельствующей об уменьшении

доли Cl′ в сумме солей к осени. То же прослеживается и в отношении Mg , коэффициент САС которого также равен 0,5—1.

Это необычное поведение хлоридов, очевидно, объясняется тем, что при колоссальном преобладании сернокислого Na в грунтовой воде его абсолютное накопление в пухлом соляном горизонте приводит к относительному уменьшению доли хлоридов в составе солей.

Таблица 49

Данные анализа водных вытяжек из образцов мощного пухлого солончака на период осени 1939 г.
(Фергана, оп. станция Федченко, площадка № 3)

Глубина в см	Сухой остаток	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.
				В % на воздушно-сухую почву						
0— 1	3,07	Нет	0,02	Нет	1,97	Неопр.	0,20	0,01	0,01	0,70
1— 8	6,92	»	0,04	0,05	4,53	»	0,22	0,02	0,03	1,93
8— 14	11,25	»	0,03	0,20	7,10	»	0,32	0 05	0,06	3,04
14— 25	8,49	0,006	0,03	0,23	5,34	»	0,20	0,13	0,05	2,22
25— 35	5,45	Нет	0,03	0,35	3,13	»	0,19	0,33	0,04	0,87
35— 55	2,84	»	0,03	0,40	1,52	»	0,14	0,17	0,02	0,49
55— 75	4,86	»	0,02	0,42	2,72	»	0,22	0,30	0,04	0,75
75—100	3,92	»	0,02	0,35	2,19	»	0,23	0,22	0,02	0,59
100—155	2,88	»	0,02	0,20	1,63	»	0,24	0,13	0,02	0,38
155—160	2,74	»	0,01	0,17	1,52	»	0,23	0,13	0,02	0,32
Грунт. вода г/л	95,61	»	0,64	9,44	48,82	»	4 35	5,30	—	14,51
				В % от суммы м-экв						
0— 1	—	Нет	0 38	Нет	49,62	Неопр.	12,04	0,89	0,34	36,72
1— 8	—	»	0,30	0,77	48,93	»	5,80	0,68	0,44	43,08
8— 14	—	»	0,17	1,79	48,04	»	5,23	1,25	0,49	43,03
14— 25	—	0,08	0,12	2,80	47,00	»	4,14	4,52	0,50	40,84
25— 35	—	Нет	0,32	6,50	43,18	»	6,49	17,86	0,63	25,03
35— 55	—	»	0,49	12,98	36,52	»	8,16	16,59	0,54	24,70
55— 75	—	»	0,24	8,59	41,17	»	7,97	17,66	0,67	23,66
75—100	—	»	0,27	8,82	40,92	»	10,48	15,87	0,53	23,12
100—155	—	»	0,32	6,94	42,74	»	14,99	13,39	0,68	20,93
155—160	—	»	0,27	6,42	43,29	»	15,79	14,36	0,80	19,04
Грунт. вода г/л	— —	»	0,04	10,35	39,60	»	8,47	16,97	—	24,56

Сопоставляя содержание $CaCO_3$ и $CaSO_4$ в пухлом солончаке на период весны и осени, можно видеть по данным таблицы 50, что, исключая три горизонта, по всему профилю в целом количество $CaCO_3$ увеличилось на 1—1,7—4%. То же прослеживается и в отношении гипса, но, правда, несколько слабее и главным образом для глубин 35—160 см, где отмечается увеличение содержания $CaSO_4 . 2H_2O$ к осени на 0,8—2—3%.

Таблица 50

Сезонное накопление гипса и углекислого кальция в мощном пухлом солончаке Ферганы
(Площадка № 3, в %)

Глубина в см	$CaSO_4 . 2H_2O$			$CaCO_3$		
	Весна 7.V.39	Осень 12.IX.39	Изменения в запасе	Весна 7.V.39	Осень 12.IX.39	Изменения в запасе
0— 1	4,31	4,97	+0,66	11,11	12,04	+0,93
1— 8	9,03	8,24	—0,79	8,93	9,77	+0,84
8— 15	14,18	12,33	—1,85	6,00	7,75	+1,75
20— 35	3,86	3,44	—0,42	14,11	12,54	—1,57
35— 65	4,90	5,72	+0,82	10,38	14,36	+3,98
65—100	19,28	19,28	0	6,80	7,04	+0,24
100—155	20,82	22,58	+1,76	10,02	9,66	—0,36
155—170	21,34	24,32	+2,98	13,60	14,60	+1,00

В более высоких горизонтах почвы увеличение гипса не констатируется.

Сопоставляя солевой режим этого мощного пухлого солончака с режимом солончаковой залежи, рассмотренным выше, можно отметить следующие чрезвычайно важные обстоятельства.

Несмотря на то, что грунтовые воды в пухлом солончаке Центральной Ферганы лежат на глубине меньшей, чем в Голодной Степи, и характеризуются подъемом уровня грунтовых вод к осени вместо их опускания, а также в 10—15 раз большей минерализацией, динамика сезонного солевого режима в мощном пухлом солончаке Ферганы протекает несравненно слабее, чем в солончаках Голодной Степи, хотя можно было ожидать обратного.

Несомненно, что ослабленность сезонной динамики солей в мощном пухлом солончаке обязана отчасти более тяжелому механическому составу почвообразующих пород Центральной Ферганы. Основным же фактором, ослабляющим сезонную динамику солей в мощном пухлом солончаке, является образование глубокого, рыхлого по сложению, пухлого соленосного горизонта с поверхности солончака, играющего роль мульчи, уменьшающей испарение почвенно-грунтовых вод.

Значение пухлого соленосного поверхностного горизонта в ослаблении соленакопления можно видеть также из исследований Б. В. Федорова, проведенных в 1929—1931 гг. также на территории опытной станции Федченко.

Одна из наблюдательных точек была заложена на пухлом солончаке, а другая на солончаке, не имевшем пухлого поверхностного горизонта (табл. 51).

За два года наблюдений пухлый солончак не обнаружил никакого накопления солей. Если в апреле 1929 г. среднее содержание солей в почвенных горизонтах этого солончака выражалось величиной 5,3—5,7%, то в апреле 1931 г. оно выражается величиной 4,7%. Слабо выраженная сезонная динамика солей, однако, при этом заметна.

В летние и осенние сроки наблюдается некоторое увеличение содержания солей. Но это увеличение очень слабое.

Обратная картина наблюдается на солончаке, не имеющем пухлого горизонта. Здесь через два года наблюдений обнаруживается, что запас легкорастворимых солей в толще 0—100 см увеличился с 2,6% до 3,5—3,9%, т. е. в полтора раза. Особенно сильное увеличение отмечается для слоя 0—20 см, в котором содержание солей оказалось в 1931 г. в 3—4 раза выше против 1929 г., (0,39% в 1929 г. 1,5—1,6% в 1931 г.).

Таблица 51

Динамика солей в неорошаемой почве на залежи

(в г на 100 см³ почвы)

Время	Плотный остаток		Время	Плотный остаток	
	0—20 см	0—100 см		0—20 см	0—100 см
	пухлый солончак			солончак	
17.IV.1929	5,31	5,73	21.V.1929	0,39	2,61
19.VIII	4,04	4,58	19.VIII	0,74	2,46
20.IX	4,54	5,23	21.X	0,34	3,00
22.XII	4,75	4,88	22.XII	0,33	2,34
22.III.1330	5,04	5,00	23.III.1930	0,43	2,88
21.IV	4,79	4,69	21.IV	0,43	3,01
20.VI	8,76	5,50	20.VI	1,20	3,60
21.VIII	7,31	5,37	21.VIII	0,72	3,72
22.II.1931	4,15	4,86	22.II.1931	0,36	3,28
9.IV	4,70	4,70	9.IV	1,80	3,72
				1,49	3,51
				1,66	3,98

г) Солевой режим вторично-засоленных солонцевато-луговых почв

В отличие от пухлых солончаков, занимающих незначительно повышенные пространства перелогов Центральной Ферганы, плотные слаботрещиноватые, покрытые сухими солянками и кермеком солонцевато-луговые почвы образуются на тех же перелогах, но в плоских и малозаметных понижениях.

Наши наблюдения велись на площадке № 4 параллельно и в те же сроки, что и на площадке № 3; грунтовые воды на площадке весной (7 мая 1939) вскрыты на глубине 110 см, а осенью (12 сентября) на глубине 70 см.

Солевой профиль этой почвы резко отличается от солевого профиля пухлого солончака. Максимум легкорастворимых солей здесь приурочен к горизонту 10—20 см и 20—37 см, т. е. глубже, чем в пухлом солончаке (табл. 52).

Верхние горизонты почвы имеют в 2—4 раза меньше солей, чем в мощном пухлом солончаке, причем для плотного трещиноватого горизонта 0,3—3 см характерна, кроме того, высокая щелочность — 0,09 % HCO'_3.

Максимальное скопление Cl′ и Mg отмечается на глубине 20—37 и 37—60 см, где их количество достигает несколько больше 0,2%.

Максимальное скопление $Na^{\cdot}$ совпадает с горизонтом максимального скопления SO_4'' и общим максимумом легкорастворимых солей на глубине 10—20 см.

Таблица 52

Данные анализа водных вытяжек из образцов солонцевато-луговых почв Центральной Ферганы

(Площадка № 4; весна — 7 мая 1939 г.)

Глубина в см	Сухой остат.	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.
				В % на воздушно-сухую почву						
0— 1	2,24	Нет	0,07	0,01	1,38	0,0008	0,11	0,02	0,03	0,52
0,5— 3	1,25	»	0,09	0,01	0,74	0,0008	0,02	0,01	0,02	0,34
3— 7	2,70	»	0,06	0,02	1,71	Следы	0,20	0,01	0,03	0,59
7—10	2,69	»	0,05	0,01	1,73	»	0,22	0,01	0,03	0,58
10—20	7,08	»	0,05	0,09	4,56	»	0,20	0,03	0,05	1,95
20—37	5,03	Следы	0,06	0,27	2,95	»	0,18	0,25	0,06	0,88
37—60	3,72	Нет	0,04	0,23	2,12	Нет	0,21	0,19	0,04	0,53
60—80	1,97	»	0,03	0,09	1,19	»	0,24	0,08	0,03	0,18
80—110	1,72	»	0,03	0,04	1,05	»	0,21	0,08	0,04	0,12
				В % от суммы м-экв						
0— 1	—	Нет	1,98	0,49	47,51	0,02	8,95	2,40	1,15	37,49
0,5— 3	—	»	4,23	0,67	45,07	0,03	3,62	2,13	1,25	43,00
3— 7	—	»	1,28	0,73	48,00	Следы	13,18	1,29	0,91	34,61
7—10	—	»	1,21	0,47	48,32	»	14,44	1,07	0,93	33,56
10—20	—	»	0,46	1,25	48,29	»	4,99	1,31	0,58	43,12
20—37	—	Следы	0,68	5,52	43,80	»	6,39	15,10	1,13	27,37
37—60	—	Нет	0,59	6,29	43,13	Нет	10,43	15,80	1,05	22,72
60—80	—	»	0,90	4,38	44,71	»	21,98	12,73	1,48	13,81
80—110	—	»	1,17	2,45	46,39	»	22,15	14,77	2,22	10,86

К осени произошло некоторое увеличение количества солей. Однако оно распространилось лишь в небольшой степени на горизонт 0,5—3 см (некоторое накопление сернокислых солей), сосредоточившись главным образом в подсолонцовом соленосном горизонте (табл. 53).

Здесь на глубине 14—19 см к осени обособился горизонт, содержащий до 11,2% легкорастворимых солей, в котором отмечено некоторое увеличение хлоридов и заметное увеличение сульфатов (на 7,2% SO''_4).

Кроме того, увеличение солей констатируется в горизонтах 37—55—80 см также главным образом за счет сернокислого натрия.

В соответствии с некоторым увеличением количества легкорастворимых солей в верхних осолонцованных горизонтах почвы щелочность с 0,09% HCO'_3 упала до 0,04% HCO'_3. Коэффициент САС крайне невысок: Cl' — 3, SO''_4 — 1—1,6, $Na^{\cdot}$ — 1,5, $Mg^{\cdot\cdot}$ — 1 и меньше.

Таким образом, сезонная динамика солей солонцевато-луговой почвы выражена еще слабее, чем в мощном пухлом солончаке Ферганы и особенно в пухлом и корковом солончаках Голодной Степи, и это несмотря на

Таблица 53

Данные анализа водных вытяжек из образцов солонцевато-луговых почв Центральной Ферганы

(Площадка № 4; осень 1939 г.)

Глубина в см	Сухой остаток	HCO_3	Cl	SO_4	Ca	Mg	K	Na по разн.
			В % на воздушно-сухую почву					
0—0,5	1,040	0,05	0,02	0,61	0,14	0,02	0,02	0,12
0,5—3	1,800	0,04	0,01	1,10	0,14	0,01	0,02	0,36
3— 9	1,650	0,06	0,03	0,95	0,03	0,01	0,02	0,43
9—14	2,852	0,03	0,01	1,86	0,22	0,01	0,04	0,61
14—19	11,216	0,03	0,22	7,21	0,35	0,11	0,07	2,86
19—37	4,250	0,03	0,24	2,57	0,16	0,25	0,04	0,72
37—55	4,146	0,03	0,25	2,37	0,35	0,26	0,04	0,39
55—80	2,196	0,03	0,08	1,30	0,22	0,10	0,03	0,23
			В % от суммы м-экв					
0—0,5	—	2,91	1,99	45,10	24,84	5,86	1,81	17,49
0,5—3	—	1,54	0,58	47,87	14,62	1,86	1,07	32,46
3—9	—	2,24	1,97	45,78	3,47	2,06	1,18	43,29
9—14	—	0,64	0,35	49,00	13,91	1,13	1,30	33,65
14—19	—	0,13	1,97	47,86	5,58	2,88	0,57	40,97
19—37	—	0,42	5,55	44,02	6,58	16,90	0,85	25,67
37—55	—	0,45	6,19	43,37	15,37	18,78	0,90	14,94
55—80	—	0,85	3,91	45,24	18,37	13,79	1,30	16,61

еще бо́льшую близость грунтовых вод и на крайне резко выраженное приближение их к поверхности осенью.

Выше мы констатировали, что мощный пухлый солевой горизонт в солончаках играет роль естественной мульчи, защищая почвенно-грунтовые воды от испарения и этим ослабляя по мере своего развития процесс сезонного и общего соленакопления.

В еще большей степени этот же вывод необходимо распространить на те засоленные почвы, которые имеют, подобно рассматриваемой, плотные малопроницаемые поверхностные горизонты. Уплотненные солонцеватые и такырные горизонты ослабляют общее и сезонное испарение почвенно-грунтовых вод и тем самым ослабляют общее соленакопление.

3. Солевой режим вторичных солончаков и солончаковых пятен на орошаемых полях хлопчатника и люцерны

Выше отмечалось, что солончаковые почвы и солончаки широко распространены на орошаемых полях в виде мелких или крупных пятен среди незасоленных и слабозасоленных почв.

Как правило, солончаковые пятна в этих условиях занимают положительные элементы микрорельефа — «бугры», превышающие прочие пространства на 10—20 см. Не заливаясь при поливах водой, сильно прогре-

ваясь на солнце и интенсивнее испаряя почвенную влагу, они отсасывают ее с окружающих участков поля, что постепенно увеличивает степень засоленности почв за счет притока солей со всего поля к очагам испарения растворов.

Рассмотрим сезонный солевой режим пятнистых солончаков на орошаемых полях Голодной Степи и Ферганы.

а) Солевой режим солончаковых пятен на орошаемых полях Голодной Степи

Исследования проводились на территории совхоза Пахта-Арал в 1937—1939 гг. на ряде площадок, из которых мы рассмотрим лишь часть.

Суммарный запас легкорастворимых солей в толще 3,5 м во вторичных пятнистых солончаках Голодной Степи равен 28—35 кг/м³, т. е. 280—350 т/га. Напомним, что в наиболее засоленных солончаках Шурузякской и Джетысайской впадин Голодной Степи суммарный запас солей достигает 500—1200 т/га.

По составу солей пятнистые солончаки Голодной Степи являются хлоридно-сульфатными слабогипсоносными. Весной солевой профиль этих почв всегда сохраняет вполне отчетливый солончаковый тип с резко выраженным максимумом солей в верхних 0—25,0—50 см (табл. 54).

Содержание солей достигает здесь 1—1,5%, причем самые верхние 0—2 и 2—10 см профиля несколько опреснены и максимум легко растворимых солей вмыт зимними осадками на глубину 10—20, 20—40 см.

В особенности это относится к хлоридам Mg и Na, которые в марте — апреле почти, как правило, находятся не у поверхности, а на этих глубинах.

Однако влияние зимних атмосферных осадков распространяется значительно глубже. Сезонное перемещение солей под влиянием атмосферных осадков проявляется в 2—3,5-м толще почвы. Это особенно хорошо видно на примере площадки № 7, в которой весеннее содержание солей на глубинах 2—3 м заметно больше, чем летом и осенью.

В результате рассоляющего влияния атмосферных осадков и смещения наиболее легкорастворимых солей книзу по профилю до грунтовых вод, весной в пахотном горизонте сульфаты составляют 50—90% суммы ионов; в том числе на долю сульфатов Ca приходится 45—60%.

Хлориды весной в пахотном горизонте солончаков абсолютно составляют не выше 0,1% Cl′, а в сумме ионов солей лишь около 5—20%.

Обратная тенденция обнаруживается в более глубоких горизонтах: 60—80, 100—120, 160—180 см. Здесь весной отмечается накопление хлоридов, вмываемых нисходящими токами атмосферных осадков, и повышение их содержания до 0,2—0,3% Cl′; соответственно и в составе солей содержание хлоридов на этих глубинах весной достигает 40—45% суммы ионов. Известная часть легкорастворимых солей выщелачивается вплоть до грунтовых вод. Наибольшему сезонному выносу в грунтовые воды подвержены хлориды Mg и отчасти Na.

Минерализация грунтовых вод под солончаковыми пятнами довольно высокая и может достигать весной 16 г/л. В составе солей грунтовых вод

Таблица 54

Данные анализа водных вытяжек из образцов солончакового пятна на орошаемых полях на период весны — 21 апреля 1937 г.

(Пахта-Арал, площадка № 7)

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разности
				В % на 100 г сухой почвы					
0— 2	1,34	0,039	0,03	0,80	0,002	0,24	0,007	0,01	0,12
2— 10	1,54	0,033	0,05	0,82	0,004	0,23	0,006	0,01	0,16
10— 20	1,66	0,032	0,10	0,90	0,008	0,21	0,017	0,008	0,23
20— 30	1,16	0,031	0,11	0,50	0,011	0,16	0,024	0,008	0,11
30— 45	1,04	0,026	0,20	0,47	0,011	0,04	0,008	0,003	0,31
60— 80	0,64	0,031	0,11	0,33	0,003	0,03	0,009	Нет	0,19
100—120	0,50	0,024	0,08	0,26	0,001	0,01	0,002	»	0,16
160—180	0,54	0,023	0,08	0,29	0,001	0,02	0,002	»	0,17
210—230	0,52	0,033	0,06	0,28	0,001	0,02	0,008	»	0,15
260—280	0,47	0,033	0,06	0,25	0,001	0,02	0,005	»	0,14
330—350	0,34	0,041	0,04	0,15	Нет	0,02	0,004	0,0012	0,08
Грунт. вода 336 см; г/л	16,60	0,266	0,26	7,69	0,005	0,52	0,834	0,0007	3,49
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	1,78	2,25	45,86	0,11	32,79	1,56	0,60	15,04
2— 10	—	1,44	3,88	44,50	0,18	29,64	1,36	0,57	18,43
10— 20	—	1,18	6,58	41,92	0,31	23,63	3,28	0,49	22,60
20— 30	—	1,73	10,58	35,39	0,61	27,29	6,71	0,75	16,95
30— 45	—	1,35	17,74	30,32	0,55	6,15	2,09	0,25	41,51
60— 80	—	2,43	14,89	32,40	0,29	7,18	3,81	Нет	39,01
100—120	—	2,46	13,79	33,62	0,12	5,11	1,11	»	43,78
160—180	—	2,17	12,44	35,27	0,11	5,59	1,39	»	43,03
210—230	—	3,32	10,68	35,93	0,06	6,76	3,99	»	39,25
260—280	—	3,57	12,19	34,17	0,06	7,00	2,59	»	40,40
330—350	—	6,76	11,03	31,71	Нет	11,63	3,08	0,30	35,49
Грунт. вода 336 см	—	0,88	16,62	32,47	0,01	5,33	13,89	Следы	30,77

доля Cl' и $Mg^{\cdot\cdot}$ намного выше, чем в составе солей почв. Так, в грунтовой воде солончака № 7 Cl' составляет от суммы ионов солей 16,6%, а $Mg^{\cdot\cdot}$ 13,9%.

В почве же в зоне капиллярного увлажнения соответственно содержание Cl' составляет 10—12%, а $Mg^{\cdot\cdot}$ 2—3%.

С конца апреля и в мае начинается интенсивное испарение почвенно-грунтовых вод. Одновременно уровень их после первых поливов сильно приближается к поверхности. На смену зимнему рассолению солончакового пятна наступает сезонное засоление. Наибольшей энергии эти процессы достигают в июле-августе, когда солевой профиль приобретает резко выраженный солончаковый облик с максимумом солей в верхних 0—10—25 см при уменьшении содержания солей на глубинах 1,5—3—3,5 м (табл. 55 и 56, 61 и 62).

Таблица 55

Данные анализа водной вытяжки из образцов солончакового пятна на поле хлопчатника на период конца лета — 31 августа 1937 г.

(Пахта-Арал, площадка № 7)

Глубина в см	Сухой остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K+Na по разности
			В % на 100 г сухой почвы					
0— 2	15,09	0,04	3,96	4,56	0,02	0,31	0,30	3,83
2— 10	1,72	0,02	0,14	0,99	0,002	0,19	0,03	0,28
10— 25	1,57	0,02	0,14	0,86	0,001	0,16	0,03	0,22
25— 40	0,85	0,02	0,16	0,34	0,001	0,02	0,02	0,19
60— 80	0,50	0,02	0,09	0,21	Следы	0,02	0,02	0,10
100—120	0,32	0,02	0,06	0,16	Нет	0,01	0,01	0,07
160—180	0,31	0,02	0,04	0,14	»	0,01	0,01	0,06
210—230	0,28	0.02	0,03	0,14	»	0,01	0,01	0,06
260—280	0,28	0,02	0,04	0,11	»	0,01	0,01	0,04
			В % от суммы м-экв					
0— 2	—	0,17	26,86	22,86	0,09	3,70	6,16	40,15
2— 10	—	0,75	8,16	41,02	0,06	19,77	5,62	24,61
10— 25	—	0,80	9,46	39,82	0,04	19,56	7,38	22,94
25— 40	—	1,41	18,72	29,80	0,08	5,99	8,59	35,41
60— 80	—	2,84	17,53	29,63	Следы	7,61	12,10	30,30
100—120	—	3,36	16,19	30,44	Нет	7,52	12,57	29,91
160—180	—	4,71	13,17	32,12	»	8,03	12,53	29,44
210—230	—	4,92	11,97	33,11	»	8,39	10,29	31,32
260—280	—	5,54	14,58	29,90	»	9,04	15,06	25,90

Вследствие непрерывного пополнения запаса грунтовых вод на орошаемых полях за счет фильтрации в сети и вследствие того, что в июне, июле и августе грунтовые воды поддерживают свой высокий уровень за счет этого, количество испаряемых через почвы вод на орошаемых полях значительно выше, чем на перелогах и на неорошаемых территориях вообще. Соответственно коэффициенты САС в солончаковых пятнах орошаемых полей Голодной Степи достигают, по данным 1937 г., гораздо бóльших величин, чем на неорошаемых территориях (табл. 57).

Как следует из этих данных, динамика сезонной миграции солей на солончаках орошаемых территорий выражена несравненно сильнее, чем на солончаках неорошаемых территорий. Особенно высокой подвижностью при этом отличаются хлориды Mg и Na, поскольку ионы Cl', Mg'' и Na' имеют наибольшие коэффициенты САС.

Но высокие коэффициенты САС говорят и об обратном, т. е., что NaCl и $MgCl_2$ больше, чем остальные соли, подвержены зимнему выщелачиванию и выносу в грунтовые воды.

Содержание солей в верхних 0—2 и 2—10 см в процессе сезонного засоления к осени увеличивается до 4—13—15%. Вследствие особенно ин-

Таблица 56

Данные анализа водной вытяжки из образцов солончакового пятна на поле хлопчатника на период осени — 15 сентября 1937 г.

(Пахта-Арал, площадки № 7)

Глубина в см	Плотн. остат.	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.
				В % на 100 г сухой почвы						
0— 2	7,55	0,0069	0,05	1,05	2,10	0,01	0,23	0,10	0,05	1,22
2— 10	3,93	Следы	0,03	0,81	1,37	0,01	0,26	0,10	0,08	0,65
10— 25	2,02	Нет	0,03	0,28	0,93	0,004	0,21	0,05	0,03	0,27
25— 40	1,03	»	0,02	0,19	0,45	0,005	0,04	0,03	0,02	0,23
60— 80	0,56	»	0,03	0,10	0,25	0,002	0,02	0,01	0,005	0,14
100—120	0,38	»	0,03	0,06	0,18	Следы	0,01	0,01	Нет	0,09
160—180	0,32	»	0,04	0,04	0,14	Нет	0,01	0,01	»	0,07
210—230	0,28	»	0,04	0,02	0,13	»	0,02	0,01	»	0,05
250—280	0,17	»	0,04	0,02	0,07	»	0,02	0,01	»	0,03
330—350	0,22	»	0,04	0,02	0,09	»	0,02	0,01	»	0,04
				В % от суммы м-экв						
0— 2	—	0,07	0,58	19,94	29,34	0,11	7,73	5,65	0,90	35,70
2— 10	—	Следы	0,57	21,63	27,54	0,24	12,64	8,21	1,96	27,20
10— 25	—	Нет	0,87	14,32	34,69	0,10	19,49	8,05	1,33	21,11
25— 40	—	»	1,55	17,73	30,45	0,25	6,99	8,67	1,52	32,84
60— 80	—	»	3,16	16,30	30,28	0,23	6,93	6,41	0,75	35,90
100—120	—	»	4,88	14,63	30,48	Следы	5,85	10,16	Нет	34,00
160—180	—	»	7,59	11,29	31,10	Нет	7,38	9,54	»	33,05
210—230	—	»	8,52	8,87	32,59	»	13,43	9,58	»	26,98
250—280	—	»	12,66	10,50	26,83	»	14,66	10,66	»	24,66
330—350	—	»	10,32	10,62	29,05	»	12,98	10,03	»	26,99

Таблица 57

Коэффициенты сезонной аккумуляции солей (САС) в солончаковых пятнах Голодной Степи

Площадка	Плотный остаток	Cl	SO_4	Mg	Na	Ca
№ 7	8—10	139	5	45	30	1,2
№ 9	10	40	2,8	16	23	2

тенсивного накопления хлоридов, состав солей в верхних горизонтах солончака за время вегетационного периода меняется.

Весной вторично засоленные почвы и солончаковые пятна в самых верхних горизонтах являются сульфатными или хлоридно-сульфатными и кальциево-натриевыми. К лету же и особенно к осени в этих горизонтах они делаются сульфатно-хлоридными и хлоридными, магниево-натриевыми.

Таблица 58

Данные анализа водных вытяжек из образцов солончакового пятна на поле люцерны на период весны — 22 мая 1938 г.

(Пахта-Арал, площадка № 7)

Глубина в см	Плотный остаток в %	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K+Na по разности
				М-экв на 100 г сухой почвы					
0— 2	2,81	0,01	0,30	11,35	9,08	0,17	10,80	3,94	6,17
2— 5	3,50	0,08	0,36	20,08	9,73	0,24	12,25	6,98	11,26
5— 10	2,21	0,01	0,26	5,23	9,54	0,08	11,00	1,64	2,48
10— 25	1,91	Следы	0,24	4,60	9,54	0,13	10,00	1,64	2,87
25— 40	0,82	Нет	0,32	4,28	8,14	0,08	2,10	0,65	10,07
60— 80	0,53	»	0,30	2,36	5,33	0,04	1,75	0,90	5,38
100—120	0,33	»	0,34	1,40	3,56	Следы	1,40	0,90	3,00
160—180	0,52	»	0,26	1,10	6,64	Нет	4,30	1,64	2,06
210—230	0,46	»	0,34	1,01	4,96	»	2,45	1,15	2,71
260—280	0,40	»	0,26	0,92	4,58	»	2,45	1,23	2,08
330—350	0,26	»	0,30	0,92	2,21	»	1,05	0,65	1,73
Грунт. нода г/л	13,23	Следы	4,80	62,76	89,75	»	27,25	51,64	78,42
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	0,02	0,72	27,14	21,72	0,40	25,83	9,42	14,75
2— 5	—	0,13	0,60	32,93	15,95	0,39	20,09	11,44	18,47
5— 10	—	0,03	0,86	17,30	31,55	0,26	36,37	5,43	8,20
10— 25	—	Следы	0,83	15,85	32,87	0,45	34,45	5,65	9,89
25— 40	—	Нет	1,25	16,70	31,74	0,31	8,20	2,53	39,27
60— 80	—	»	1,86	14,70	33,19	0,25	10,90	5,60	33,50
100—120	—	»	3,20	13,21	33,59	Следы	13,21	8,49	28,30
160—180	—	»	1,62	6,88	41,50	Нет	26,88	10,25	12,87
210—230	—	»	2,70	8,00	39,30	»	19,42	9,11	21,47
260—280	—	»	2,26	7,98	39,76	»	21,27	10,68	18,05
330—350	—	»	4,37	13,41	32,22	»	15,31	9,47	25,22
Грунт. вода	—	Следы	1,52	19,95	28,53	»	8,66	16,42	24,92

Весной Cl' в сумме ионов солей составляет 2—6%. К лету же и к осени его содержание возрастает до 26—35 % суммы.

Таким образом, соотношение ионов весной физиологически более благоприятно для начинающих развитие растений, но оно коренным образом меняется в течение вегетационного периода вследствие увеличения количества солей и преимущественного накопления Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$.

Причина угнетения и гибели всходов хлопчатника и люцерны прежде всего приходится, таким образом, на долю именно этих ионов, которые в течение вегетационного периода интенсивно мигрируют через корнеобитаемые слои, накопляясь в пахотном горизонте.

С начала дождливого периода, осенью и зимой, процесс сезонного засоления сменяется рассолением и наступлением нового очередного цикла солевого режима.

Степень сезонного рассоления, а следовательно, и степень обратимости сезонного солевого режима весьма сильно зависят от количества атмосферных осадков, выпадающих в этот влажный период. Весной 1938 г. после сухой зимы и в результате небольшого количества весенних осадков солончаки на орошаемых полях оказались значительно менее рассоленными, чем в весну 1937 г.

В верхних горизонтах солончаков вместо 1—1,5% суммы легкорастворимых солей к весне 1938 г. содержалось 2,5—3,5—4,0% солей Соответственно доля участия хлоридов Mg и Na также увеличивается (табл 58 и 63)

Таким образом, в 1937 и 1938 гг. солевой режим солончаковых пятен в совхозе Пахта-Арал протекал по типу сезонно-необратимого режима засоления. На солончаковых пятнах, так же как и на солончаках, вообще происходит сезонно-необратимое накопление гипса.

По данным табл. 59 можно видеть, что на площадке № 7 к осени содержание SO_4 гипса сильно возрастает, образуя резко выраженный максимум в корочке 0—2 см и в слое 2—10 см.

Рассмотрим теперь изменения суммарного запаса легкорастворимых солей в пятнистых солончаках в процессе сезонной динамики их.

В качестве примера нами взята та же площадка № 7 (табл. 60).

Пересчеты абсолютных запасов солей (в призме сечением 1 м²) обнаруживают, что, несмотря на чрезвычайно резкие изменения в засоленности самых верхних горизонтов почвы, суммарные запасы солей в 3,5-м толще ее изменяются в крайне ограниченных пределах 2—3 кг/м². Так, если весной 1937 г. запас солей в разрезе № 7 был равен 30,7 кг/м², в корнеобитаемом горизонте 0—80 см 12,3 кг/м² и в том числе в пахотном горизонте 6,4 кг/м², то осенью 1937 г. количество солей в пахотном слое почти удвоилось — 11,2 кг , в корнеобитаемой зоне увеличилось на 5 кг.— до 17,2 кг/м², хотя общее количество солей в 3,5-м толще осталось тем же и даже уменьшилось до 28,2 кг.

Таблица 59

Динамика сезонного накопления гипса в солончаковых пятнах на орошаемых полях Голодной Степи

(Площадка № 7, в % SO_4)

Глубина в см	21.IV.1937	30.VIII.1937	15.IX.1937
0—2	0,5384	0,8602	2,5482
2—10	0,5301	0,4159	0,8056
10—25	0,5438	0,5109	0,3744
25—40	0,1027	0,1805	0,2394
60—80	0,0925	0,0976	0,2419
100—120	0,1409	0,2053	0,1654

Таблица 60

Динамика валового запаса солей в пятнистом солончаке на полях совхоза Пахта-Арал

(Площадка № 7, в кг/м²)

Сроки	Хлопчатник 4 года					
	21.IV.1937			15.XI.1937		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Плотный остаток	6,49	12,31	30,78	11,22	17,26	28,22
CO_3	Нет	Нет	Нет	—	—	—
HCO_3	0,14	0,35	1,52	0,12	0,37	1,97
Cl	0,40	1,48	4,04	1,87	2,98	4,40
SO_4	3,31	6,08	15,77	4,29	6,95	11,87
NO_3	0,03	0,08	0,11	0,02	0,05	0,05
Ca	0,89	1,14	1,92	0,86	1,12	1,76
Mg	0,07	0,13	0,29	0,27	0,44	0,83
K	0,03	0,04	0,04	0,17	0,25	0,25
Na по разности	0,75	2,47	7,99	1,70	3,13	5,49

Сроки	Люцерна 1-го года					
	22.V.1938			9.X.1938		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Плотный остаток	8,12	13,35	28,64	15,10	21,13	35,18
CO_3	—	—	—	0,001	0,001	0,001
HCO_3	0,03	0,18	0,36	0,14	0,40	1,79
Cl	0,90	1,79	3,30	2,28	3,25	5,19
SO_4	1,65	4,15	12,26	7,20	10,90	16,28
NO_3	0,03	0,06	0,06	0,02	0,04	0,04
Ca	0,77	1,07	2,86	0,88	1,14	1,64
Mg	0,10	0,18	0,70	0,33	0,52	1,00
Na по разности	0,33	1,67	3,79	3,34	4,77	8,04

Сроки	Люцерна 2-го года (семенная)					
	10.IV.1939			6.XI.1939		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Плотный остаток	5,21	9,59	28,88	9,44	14,22	29,49
HCO_3	0,14	0,44	1,86	0,21	0,48	2,48
Cl	0,38	1,48	3,39	1,58	2,43	4,32
SO_4	2,99	4,57	14,62	4,18	6,25	13,39
NO_3	—	0,01	0,01	0,03	0,06	0,06
Ca	0,56	0,75	3,27	0,51	0,61	1,62
Mg	0,08	0,22	0,88	0,19	0,31	0,89
K	0,03	0,10	0,27	0,09	0,13	0,24
Na по разности	0,90	1,97	4,23	2,33	3,62	6,65

Зима 1937/1938 г. почти не вызвала сезонного рассоления почвы; запас солей и распределение их по профилю весной 1938 г. практически не изменились.

Таким образом, уже весной 1938 г. наметился процесс прогрессивного засоления. Поле, на котором была расположена наблюдательная площадка № 7, перешло в 1938 г. под люцерну.

К осени 1938 г. в процессе очередного цикла сезонного засоления солончак увеличил запас солей в почве до 35 кг/м², притом две трети этого запаса (21 кг) накопились в корнеобитаемой толще почвы 0—80 см, и почти половина всего запаса солей (15 кг) скопилась в пахотном слое 0—25 см.

Таким образом, первый год культуры люцерны на этом поле ввиду отсутствия растений на солончаковом пятне и обычных недополивов этих пятен привел к интенсивному увеличению общего запаса легкорастворимых солей и особенно запаса их в верхних горизонтах.

Следовательно, солевой режим солончакового пятна в течение 1937 и 1938 гг. протекал по типу сезонно-необратимого солевого режима засоления как для всей толщи почв над грунтовой водой, так и в верхних горизонтах.

Однако за зиму 1938/39 г. в результате сезонного рассоления общие запасы солей в 3,5-м толще вновь уменьшились до исходных 28 кг/м². Особенно сильно подвергся опреснению пахотный и корнеобитаемый горизонты.

Причиной такого интенсивного общего рассоления и рассоления верхних 80 см явились позднеосенние поливы люцерны в 1938 г. и ранние (мартовский) поливы ее весной 1939 г.

К осени 1939 г. запас солей в 3,5-м толще почвы остался почти тем же—29,4 кг/м², но опять половина этого запаса солей 14,2 кг/м² накопилась в течение летнего периода в корнеобитаемой зоне, и одна треть (9,4 кг) перешла в пахотный горизонт.

Отсюда следует, что и на втором году пребывания люцерны в севообороте оголенные солончаковые пятна не обнаруживают рассоления, если не принимаются специальные меры к этому.

В 1939 г. отрицательную роль в солевом режиме, повидимому, сыграло отведение данного поля под семенную люцерну, что потребовало прекращения поливов в течение большей части вегетационного периода.

Из всего этого следует, что общие запасы легкорастворимых солей в толще почвы над грунтовой водой увеличиваются обычно из года в год медленно и неравномерно, периодически вмываясь вновь в грунтовые воды.

Сезонные же изменения в солевом профиле солончаков и особенно в пахотном и корнеобитаемых горизонтах, наоборот, очень изменчивы и чрезвычайно зависимы от уровня агротехники и от качества поливов. Всякого рода недостатки агротехники и недополивы на солончаковых пятнах приводят к энергичному накоплению солей в корнеобитаемых и в особенности в пахотных горизонтах. Такое же отрицательное влияние оказывают малоснежные зимы и сухая бездождная весна. Между тем современное орошаемое земледелие имеет все возможности для того, чтобы управлять солевым

режимом почвы и не допускать сезонного засоления либо, в крайнем случае, сильно его ослаблять. Решающую роль при этом, конечно, могут сыграть тщательные поливы и планировка солончаковых пятен.

Рассмотрим пример ослабления сезонного засоления солончака и начало его рассоления под влиянием тщательного индивидуального ухода за солончаковым пятном и систематических полноценных поливов их (табл. 61—67).

На площадке № 9 в 1937 г. поле было занято люцерной третьего года. Наблюдения 1937 г. обнаружили обычную для солончаков картину сезонного солевого режима, выражающуюся в сильном накоплении солей за вегетационный период в пахотном горизонте почвы с 5,1 до 8,5 кг при стабильном общем запасе солей за то же время (табл. 67).

Таблица 61

Данные анализа водных вытяжек из образцов пятнистого солончака на полях люцерны 3-го года весной — 23 апреля 1937 г.

(Пахта-Арал. площадка № 9)

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	Na+K по разности
			В % на 100 г сухой почвы					
0— 2	1,29	0,03	0,09	0,70	0,002	0,24	0,03	0,07
2— 10	1,28	0,03	0,05	0,80	0,001	0,23	0,03	0,10
10— 25	1,43	0,02	0,13	0,78	0,002	0,17	0,04	0,20
25— 45	1,53	0,02	0,35	0,55	0,007	0,07	0,04	0,34
60— 80	0,74	0,02	0,13	0,32	0,0 2	0,03	0,02	0,15
100—120	0,56	0,02	0,06	0,29	Следы	0,03	0,02	0,11
160—180	0,40	0,03	0,05	0,20	»	0,02	0,01	0,07
210—230	0,34	0,03	0,03	0,18	»	0,02	0,01	0,07
260—280	0,20	0,03	0,02	0,09	»	0,01	0,01	0,03
330—350	0,27	0,03	0,02	0,14	Нет	0,03	0,01	0,03
400—420	0,90	0,02	0,02	0,59	»	0,19	0,03	0,03
Грунт. вода 370 см г/л	9,01	0,20	1,33	4,82	Следы	0,57	0,54	1,56
			В % от суммы м-экв					
0— 2	—	1,40	7,14	41,36	0,08	33,87	7,76	8,36
2— 10	—	1,23	4,18	44,52	0,05	31,54	6.76	11,74
10— 25	—	1,02	9,10	39,76	0,09	20,69	7,64	21,67
25— 45	—	0,86	22,82	26,03	0,27	8,03	8,23	33,74
60— 80	—	2,01	17,23	30,61	0,13	8,34	10,86	31,16
100—120	—	2,47	11,19	36,33	Следы	10,36	10,54	29,09
160—180	—	4,04	11,11	34,85	»	11,61	11,11	27,27
210—230	—	4,45	9,47	36,07	»	10,63	11,02	28,33
260—280	—	8,70	10,82	30,50	»	12,62	11,14	26,23
330—350	—	5,77	7,77	36,43	Нет	18,72	12,58	18,72
400—420	—	1,59	1,99	46,42	»	36,97	8,34	4,69
Грунт. вода 370 см;	—	1,16	13,26	35,57	Следы	10,20	15,82	24,00

Люцерна, пробыв на данном поле три года, не смогла, таким образом сама по себе обеспечить рассоление этого голого солончакового пятна.

За зиму 1937/38 г. почва подверглась сильному рассолению в пределах пахотного и корнеобитаемого горизонтов, запас солей в них упал на величину до 4 кг, хотя общий запас солей в толще 3,5 м несколько увеличился.

Такое энергичное рассоление верхних горизонтов почвы было обязано, кроме атмосферных осадков, сильному поливу поля люцерны перед ее распашкой. Однако ввиду того, что пахотный горизонт содержал весной 1938 г. все же 1,2% солей, участок остался без хлопчатника, так как семена последнего не взошли. Несмотря на отсутствие хлопчатника, солончаковое пятно тщательно поливалось при каждом вегетационном поливе и подвергалось всем видам обработки (культивация, мотыжение).

Сопоставляя солевые профили почв на весну и осень 1938 г. (табл. 63—64), можно видеть, что благодаря этому сезонное засоление в почве почти не проявилось.

Таблица 62

Данные анализа водных вытяжек из образцов пятнистого солончака на полях люцерны 3-го года летом — 17 августа 1937 г.
(Пахта-Арал, площадка № 9)

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разности
				В % на 100 г сухой почвы					
0— 2	13,62	0,06	3,48	1,98	0,009	0,44	0,55	0,09	1,60
2— 10	1,48	0,02	0,25	0,71	0,004	0,19	0,07	0,01	0,15
10— 25	1,30	0,03	0,21	0,61	0,003	0,15	0,06	0,007	0,15
25— 40	1,29	0,03	0,25	0,68	0,005	0,07	0,05	0,005	0,30
60— 80	0,39	0,03	0,07	0,17	Следы	0,02	0,02	Нет	0,08
100—120	0,55	0,03	0,15	0,19	0,002	0,02	0,03	»	0,12
160—180	0,29	0,03	0,04	0,13	0,002	0,02	0,01	»	0,05
210—230	0,20	0,03	0,02	0,10	Нет	0,02	0,02	»	0,01
260—280	0,17	0,03	0,02	0,08	»	0,01	0,01	»	0,01
330—350	0,14	0,03	0,02	0,05	»	0,01	0,01	»	0,01
400—420	0,15	0,03	0,02	0,06	»	0,01	0,01	»	0,01
475—500	0,39	0,03	0,02	0,23	»	0,06	0,01	»	0,04
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	0,34	34,92	14,69	0,05	7,97	16,32	0,81	24,88
2— 10	—	0,89	16,00	32,99	0,13	21,34	13,24	0,92	14,48
10— 25	—	1,54	15,72	32,61	0,13	20,05	12,22	0,46	12,22
25— 40	—	1,21	17,03	31,56	0,19	8,53	9,80	0,35	31,60
60— 80	—	4,62	15,74	29,63	Следы	7,55	13,31	Нет	29,14
100—120	—	2,97	23,68	23,12	0,22	6,12	14,98	»	28,92
160—180	—	5,97	12,63	30,94	0,45	12,42	10,49	»	27,08
210—230	—	8,28	8,43	33,28	Нет	15,66	25,30	»	9,03
260—280	—	10,24	11,26	28,50	»	15,01	22,01	»	12,97
330—350	—	12,50	13,75	23,75	»	16,03	16,25	»	17,70
400—420	—	12,50	13,09	24,40	»	13,09	24,00	»	12,89
475—500	—	4,23	5,60	40,17	»	26,19	8,49	»	15,34

В итоге коэффициент САС равнялся для плотного остатка 0,1—1,4; для Cl' 0,4—1,2; для Mg' 0,7—1,4; для Na' 3—2, для SO''_4 1,7—1,4, что совершенно не типично для солончаков и, в частности, исключительно резко отличается от коэффициентов САС 1937 г. на этой же точке.

Еще больший успех в регулировании солевого режима солончака был достигнут этим простым приемом (тщательные и усиленные поливы солончакового пятна во время общих вегетационных поливов) в 1939 г. (табл. 65, 66, 67). За зиму 1938/39 г. под влиянием атмосферных осадков общий запас солей в толще 3,5 м уменьшился до 17,6 кг. Плотный остаток в пахотном горизонте опустился до 0,6—0,9%, а хлориды были выщелочены до глубины 80—120 см.

Семена хлопчатника в этих условиях смогли взойти. Участок оказался в течение всего вегетационного периода закультивированным и дал урожай, хотя хлопчатник и был угнетенным.

Таблица 63

Данные анализа водных вытяжек из образцов пятнистого солончака на поле хлопчатника весной — 16 мая 1938 г.

(Пахта-Арал, площадка № 9)

Глубина в см	Плотный остаток %	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K+Na по разности
			В м-экв на 100 г сухой почвы					
0— 2	4,27	0,57	12,36	28,25	0,14	11,80	17,26	12,26
2— 10	1,28	0,36	1,43	16,79	0,06	9,95	3,28	5,41
10— 25	0,89	0,29	1,09	10,95	0,05	6,15	2,54	3,69
25— 40	0,97	0,24	3,01	9,91	Следы	4,40	2,71	6,05
60— 80	0,50	0,29	1,66	4,87	Нет	1,70	1,31	3,81
100—120	0,40	0,31	1,66	4,68	»	1,85	1,31	3,49
160—180	0,51	0,28	1,91	5,25	»	2,45	1,31	3,68
210—230	0,82	0 19	1,24	9,35	»	6,00	0,90	3,88
260—280	0,52	0,27	1,22	6,16	»	3,20	1,31	3,14
330—350	0,27	0,31	0,70	2,25	»	1,40	0,65	1,21
380—400	0,99	0,24	0,64	12,37	»	10,90	1,48	0,37
430—450	0,39	0,29	0,70	4,50	»	3,30	1,31	0,88
			В % от суммы м-экв					
0— 2	—	0,69	14,96	34,18	0,17	14,28	20,89	14,83
2— 10	—	0,97	3,83	45,04	0,16	26,69	8,79	14,52
10— 25	—	1,17	4,40	44,23	0,20	24,84	10,26	14,90
25— 40	—	0,91	11,44	37,65	Следы	16,71	10,30	22,99
60— 80	—	2.13	12,17	35,70	Нет	12,46	9,60	27,94
100—120	—	2,33	12,48	35,19	»	13,91	9,85	26,24
160—180	—	1,88	12,84	35,28	»	16,47	9,80	24,73
210—230	—	0,88	5,75	43,37	»	27,83	4,17	18,00
260—280	—	1,77	7,97	40,26	»	20,91	8,57	20,52
330—350	—	4,75	10,74	34,51	»	21,47	9,97	18,56
380—400	—	0,90	2,42	46,68	»	41,14	5,58	3,28
430—450	—	2,64	6,38	40,98	»	30,06	11,93	8,01

Благодаря тщательным индивидуальным поливам и в 1939 г. сезонное засоление проявилось мало. Общий запас солей в почве не поднялся выше 21 кг, а в пахотном и корнеобитаемом горизонтах количество солей в 1939 г. было в полтора-два раза меньше, чем осенью 1937 г. (4,6—9,6 кг вместо 8,3—14,5 кг).

Таблица 64

Данные анализа водных вытяжек из образцов пятнистого солончака на поле хлопчатника осенью — 11 октября 1938 г.
(Площадка № 9)

Глубина в см	Плотный остаток %	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K+Na по разности
			В м-экв на 100 г сухой почвы					
0— 2	4,31	0,73	4,78	50,79	0,37	10,65	11,26	34,81
2— 10	1,75	0,45	1,66	22,12	0,17	9,30	4,68	10,42
10— 25	1,28	0,45	0,73	16,64	0,05	7,15	4,93	5,79
25— 40	0,85	0,45	1,04	10,75	0,03	1,75	3,78	6,74
60— 80	0,63	0,52	1,07	7,35	Следы	1,30	2,30	5,34
160—180	0,43	0,52	1,46	4,83	Нет	0,95	1,31	4,55
260—280	0,35	0,54	1,18	3,75	»	0,85	0,98	3,64
400—420	0,24	0,54	0,40	2,58	»	0,70	0,73	2,09
			В % от суммы м-экв					
0— 2	—	0,65	4,21	44,78	0,32	9,40	9,92	30,68
2— 10	—	0,92	3,40	45,33	0,35	19,06	9,59	21,35
10— 25	—	1,26	2,04	46,56	0,14	20,01	13,79	16,20
25— 40	—	1,83	4,24	43,81	0,12	7,13	15,40	27,47
60— 80	—	2,91	5,98	41,11	Следы	7,27	12,86	29,87
160—180	—	3,82	10,72	35,46	Нет	6,97	9,62	33,41
260—280	—	4,93	10,78	34,29	»	7,77	8,96	33,27
400—420	—	7,67	5,68	36,65	»	9,94	10,37	29,69

Плотный остаток в пахотном слое 1939 г. не достигал более 1—1,48%. Коэффициент САС оказался также очень небольшим: для плотного остатка 1—1,5; для Cl' 1—5, для SO''_4 1—1,5, для $Mg^{..}$ 1—1,5 и для $Na^{.}$ 0,5—3.

Отметим здесь же, что само микроповышение осело и бугор почти рассосался.

Рассмотренный пример представляет типичный случай сезонно-необратимого солевого режима рассоления, обязанного исключительно рационализации агротехники и тщательности поливов.

Разберем еще один пример солевого режима пятнистого солончака и влияние на него поливов и культуры люцерны.

Исследования проводились в 1937 г. на площадке № 12, расположенной на поле люцерны первого года вегетации (табл. 68).

Весной 1937 г. в момент всходов люцерны 3,5-м толща почвы содержала 37,8 кг солей. Благодаря зимнему сезонному рассолению, эти соли были размещены по профилю таким образом, что в корнеобитаемой зоне

Таблица 65

Данные анализа водных вытяжек из образцов солончакового пятна на поле хлопчатника 2-го года весной — 21 марта 1939 г.

(Площадка № 9)

Глубина в см	Плотный остаток %	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разности
				В м-экв на 100 г сухой почвы					
0— 2	0,92	1,57	0,95	10,73	0,03	7,80	2,64	0,66	2,18
2— 10	0,98	1,54	0,87	11,33	0,01	8,15	2,79	0,56	2,25
10— 25	0,62	1,57	0,70	6,60	0,01	4,25	2,38	0,41	1,84
25— 40	0,34	1,77	1,01	2,09	0,03	1,10	1,39	0,20	2,21
60— 80	0,48	1,62	2,42	3,16	0,08	1,55	1,73	0,13	3,87
100—120	0,61	1,67	4 95	3,16	0,03	1,95	3,12	Следы	4,74
160—180	0,24	1,79	0,81	1,71	Нет	1,40	1,23	Нет	1,68
210—230	0,22	1,79	0,56	1,25	»	1,15	1,23	»	1,22
260—280	0,26	1,79	0,56	1,10	»	1,15	1,06	»	1,24
330—350	0,20	1,72	0,56	0,91	»	1,10	1,15	0,13	0,81
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	5,91	3,58	40,40	0,11	29,37	9,94	2,48	8,21
2— 10	—	5,60	3,17	41,20	0,03	29,64	10,15	2,03	8,18
10— 25	—	8,84	3,94	37,17	0,05	23,94	13,40	2,31	10,35
25— 40	—	18,06	10,36	21,32	0,30	11,22	14,19	2,04	22,55
60— 80	—	11,12	16,63	21,70	0,55	10,65	11,88	0,90	26,57
100—120	—	8,51	25,23	16,11	0,15	9,94	15,90	Следы	24,16
160—180	—	20,76	9,40	19,84	Нет	16,24	14,27	Нет	19,49
210—230	—	24,86	7,78	17,36	»	15,95	17,07	»	16,98
260—280	—	25,95	8,11	15,94	»	16,67	15,36	»	17,97
330—350	—	26,96	8,78	14,26	»	17,25	18,02	2,03	12,70

0—80 см их находилось меньше одной четверти всего запаса. В горизонте 2—10 см, куда были высеяны семена люцерны, сумма солей составила 0,88%, хлориды же были в главной своей доле выщелочены глубже пахотного горизонта. Поэтому всходы люцерны были получены, хотя они оказались изреженными и угнетенными. Обычная хозяйственная практика на полях люцерны сопровождается недополивами солончаковых повышений микрорельефа. То же было и на участке изучаемой площадки № 12.

В итоге в течение вегетационного периода 1937 г. солончаковое пятно совершенно не опреснилось, а обнаружило к осени очень сильное сезонное засоление. Так, в пахотном слое 0—25 см запас Cl′ увеличился с 0,08 кг до 0,56 кг, а коэффициент САС был равным 7, т. е. достаточно высоким.

Весна 1938 г. не принесла существенного изменения. Общий запас солей в почве остался почти столь же большим (32.6 кг), наметилось накопление солей в пахотном и корнеобитаемом горизонтах; плотный остаток в корочке 0—2 см был равен уже 2,2%, а в слое 2—10 см — 1,1%.

По настоянию бригады Почвенного института с 1938 г. солончаковые пятна на полях люцерны и хлопчатника специально тщательно полива-

Таблица 66

Данные анализа водных вытяжек из образцов солончакового пятна на поле хлопчатника 2-го года осенью — 8 ноября 1939 г.

(Площадка № 9)

Глубина в см	Плотный остаток %	HCO	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разности
				В м-экв на 100 г почвы					
0— 2	1,00	1,73	0,95	11,62	0,01	9,75	3,04	0,36	1,16
2— 10	1,48	1,57	4,47	15,35	0,08	10 00	4,27	0,48	6,72
10— 25	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25— 40	0,83	1,73	4,02	7,00	0,06	3,10	3 86	0,43	5,42
60— 80	0,49	1,81	2,02	3,85	0,06	1,90	2,55	0,54	2,75
100—120	0,42	1,93	1,55	3,29	Следы	1,40	2,22	0,13	3,02
160—180	0,32	1,93	0,95	2,43	»	1,25	2,30	0,10	1,66
200—220	0,27	1,81	0,95	2,02	»	1,25	1,40	0,13	2,00
260—280	0,21	1,93	0,53	1,25	»	1,25	1,15	0,07	1,24
330—350	0,24	1,93	0,70	1,68	»	1,40	1,31	0 48	1,12
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	6,04	3,32	40,60	0,04	34,05	10,63	1,26	4,06
2— 10	—	3,66	10,41	35,74	0,19	23,29	9,94	1,12	15,65
10— 25	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25— 40	—	6,75	15 70	27,32	0,23	12,10	15,07	1,68	21,15
60— 80	—	11,69	13,05	24,87	9,39	12,27	16,48	3,48	17,17
100—120	—	14,25	11,45	24,30	Следы	10,34	16,39	0,96	22,31
160—180	—	18,17	8,94	22,89	»	11,77	21,66	0,94	15,63
200—220	—	18,94	9,93	21,13	»	13,08	14,64	1,36	20,92
260—280	—	26,01	7,14	16,85	»	16,85	15,50	0,94	16,71
330—350	—	22,39	8,12	19,49	»	16,24	15,20	5,57	12,99

лись при общих вегетационных поливах Поле люцерны, кроме того, стало получать позднеосенние и ранневесенние поливы.

Под влиянием поливов 1938 г., зимнего увлажнения 1938/39 г. и мартовского полива 1939 г. солончаковое пятно весной 1939 г. оказалось очень сильно рассоленным. Общий запас солей упал — до 22 кг, хлориды из пахотного горизонта были вымыты почти полностью, плотный остаток не превышал 0,7—0,8%. К осени 1939 г. сезонное засоление проявилось вновь достаточно заметно, хотя общий запас солей увеличился мало (25,5 кг). Все же степень засоленности почвы на третий год пребывания люцерны к осени 1939 г. оказалась по общему запасу солей меньше, чем весной 1937 г

Таким образом, в этом примере мы имеем случай сезонно-обратимого солевого режима рассоления, но этот тип солевого режима является прямым следствием интенсивной культуры люцерны и тщательности поливов.

Рассмотренные примеры вместе с тем свидетельствуют о том, что бо́льшая часть солончаковых пятен, образующихся на орошаемых полях, обязана, главным образом, низкому качеству поливов, когда остаются недо-

Таблица 67

Динамика валового содержания солей в солончаковом пятне на полях совхоза Пахта-Арал

(Площадка № 9, в кг/м²)

Люцерна 3-го года						
Сроки	23.IV. 1937			17.VIII. 1937		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Сухой остаток	5,12	13,99	27,91	8,38	14,54	25,15
CO_3	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
HCO_3	0,09	0,29	1,37	0,12	0,38	1,65
Cl	0,39	2,31	3,90	1,73	2,92	4,86
SO_4	2,90	6,28	13,23	2,74	5,88	10,30
NO_3	0,008	0,04	0,04	0,01	0,02	0,04
Ca	0,72	1,13	2,09	0,69	1,02	1,74
Mg	0,13	0,40	0,95	0,36	0,62	1,27
K	Следы	Следы	Следы	0,05	0,06	0,06
Na по разности	0,60	2,54	5.11	0,96	2,37	4,10

Хлопчатник 1-го года						
Сроки	16.V. 1938			11.X. 1938		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Сухой остаток	4,69	10,25	29,62	5,99	11,67	27,41
CO_3	Нет	Нет	Нет	0,001	0,001	0,001
HCO_3	0,07	0,20	0,81	0,10	0,33	1,56
Cl	0,26	0,89	2,72	0,17	0,46	2,11
SO_4	2,50	0,17	15,33	3,71	6,88	15,25
NO_3	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02
Ca	0,57	1,02	3,25	0,59	0,82	1,53
Mg	0,17	0,35	0,85	0,23	0,51	1,10
K	0,41	1,21	4,01	0,79	1,85	4,45
Na по разности						

Хлопчатник 2-го года						
Сроки	21.III. 1939			8.XI. 1939		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Сухой остаток	2,82	6,06	17 68	4,64	9,66	21,05
CO_3	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
HCO_3	0,35	1,14	5,18	0,37	1,20	5,61
Cl	0,10	0,59	2,69	0,63	1,34	2,63
SO_4	0,49	2,48	5,53	2,23	4,19	8,11
NO_3	0,003	0,02	0,04	0,01	0,04	0,04
Ca	0,42	0,62	1,62	0,58	0,96	1,95
Mg	0,11	0 27	0,98	0,18	0,47	1,24
K	0,06	0,11	0,12	0,06	0,21	0,48
Na по разности	0,16	0,72	2,44	0,50	1,20	2,77

поливаемые участки. В известной степени они связаны также с нарушениями агротехники и изреженностью хлопчатника и люцерны на полях.

Вместе с тем, приведенные примеры говорят о том, что при минимальных затратах на выравнивание солончаковых пятен и на их тщательный полив

Таблица 68

Динамика валового содержания солей в солончаковом пятне на люцерновом поле совхоза Пахта-Арал

(Площадка № 12, в кг/м²)

Люцерна 1-го года						
Сроки	23.IV 1937			21 XI. 1937		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Сухой остаток	3,84	9,41	37,34	—	—	—
HCO_3	0,12	0,41	2,06	—	—	—
Cl	0,08	0,53	1,02	0,56	0,86	1,36
SO_4	2,42	5,33	22,41	2,55	4,85	18,92
NO_3	0,009	0,07	0,07	—	—	—
Ca	0,62	0,94	4,97	—	—	—
Mg	0,10	0,28	0,97	—	—	—
K + Na по разности	0,34	1,43	4,01	—	—	—

Люцерна 2-го года			
Сроки	17.V 1938		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350
Сухой остаток	4,62	10 99	32,67
HCO_3	0,16	0,47	2,07
Cl	0,27	1,42	3,47
SO_4	2,54	5,43	16,92
NO_3	0,01	0,06	0,06
Ca	0,71	1,24	2,91
Mg	0,13	0,37	1,15
K + Na по разности	0,38	1,58	5,61

Люцерна 3-го года						
Сроки	20 III. 1939			10.XI. 1939		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Сухой остаток	2,71	7,50	22,03	5,10	10,45	25,51
HCO_3	0,14	0,42	2,04	0,23	0,75	3,35
Cl	0,06	1,40	2,70	0,44	0,87	1,19
SO_4	1,67	3,04	9,91	2,65	5,34	13,35
NO_3	0,003	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03
Ca	0 45	0,69	1,61	0,39	0,56	2,20
Mg	0,08	0,28	0,73	0,18	0,38	0,89
K + Na по разности	0,20	1,18	4,04	0,84	1,81	3,92

при проведении общих вегетационных поливов можно добиться за 1—2 года значительного опреснения их и закультивирования Это может быть достигнуто с успехом как на полях хлопчатника, так и на полях люцерны.

На тех полях люцерны, где путем предварительных планировок и промывок подготовлены благоприятные условия для всходов и удовлетворительного развития ее, задачи регулирования солевого режима и уничтожения солончаковых пятен с помощью вегетационных поливов и промы-

вок, конечно, весьма облегчаются. Без этих предварительных мероприятий семена люцерны на солончаковых пятнах не всходят, участки, оставаясь оголенными, не поливаемые и не подвергающиеся механической обработке, превращаются в солончаки, которые вследствие всех этих небрежностей могут разрастаться.

б) Солевой режим солончаковых пятен на орошаемых полях Центральной Ферганы

Рассмотрим теперь солевой режим солончаковых пятен на орошаемых полях Центральной Ферганы.

Выше, характеризуя водный режим почв Центральной Ферганы на примере опытного поля в Федченко, мы отметили близость грунтовых вод и почти круглогодовое воздействие их на профиль и поверхностные горизонты почв Это несомненно налагает отпечаток и на особенности солевого режима этих почв.

Вследствие большой засоленности почв и грунтовых вод, использование в сельском хозяйстве солончаков Центральной Ферганы возможно только при условии регулярного (обычно ежегодного) проведения промывок.

Наблюдательная площадка № 7, на которой в 1939 и 1940 гг. исследовался солевой режим в Фергане, расположена как раз на солончаковом пятне такого поля, которое в зимний период подвергалось ежегодной промывке

Таблица 69

Данные анализа водных вытяжек из образцов солончака с хлопкового поля Центральной Ферганы весной—8 мая 1939 г.

(Опытное поле Федченко, площадка № 7)

Глубина в см	Сухой остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.
				В % на воздушно-сухую почву					
0— 2	2,63	0,07	0,06	1,59	0,004	0,22	0,20	0,06	0,16
2— 12	2,54	0,08	0,04	1,56	0,002	0,23	0,20	0,04	0,12
12— 20	2,54	0,08	0,04	1,56	0,002	0,22	0,19	0,04	0,14
20— 38	2,31	0,06	0,04	1,43	0,001	0,23	0,16	0,03	0,13
38— 67	2,01	0,06	0,03	1,24	0,001	0,21	0,14	0,03	0,10
67— 80	2,01	0,06	0,03	1,28	Следы	0,21	0,15	0,03	0,11
80—110	1,90	0,05	0,03	1 22	»	0,24	0,12	0,03	0,09
110—150	1,70	0,05	0,02	1,10	Нет	0,25	0,10	0,03	0,06
150—162	1,63	0,06	0,02	1,04	»	0,25	0,08	0,03	0,07
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	1,72	2,42	45,77	0,08	15,49	22,94	2,05	9,52
2— 12	—	1,87	1,87	46,20	0,06	16,32	24,16	1,70	7,79
12— 20	—	1,82	1,88	46,23	0,06	16,09	23,31	1,69	8,91
20— 38	—	1,57	1,75	46,65	0,03	17,96	21,78	1,46	8,81
38— 67	—	1,89	1,50	46,58	0,04	18,83	21,49	1,67	8,01
67— 80	—	1,88	1,68	46,44	Следы	18,33	21,55	1,55	8,58
80—110	—	1,65	1,43	46,92	»	22,25	19,24	1,56	6,94
110—150	—	1,84	1,29	46,87	Нет	25,64	16,84	1,72	5,79
150—162	—	2,14	1,14	46,72	»	26,94	15,06	1,74	6,26

Весенняя (8 мая 1939 г.) скважина обнаружила на площадке № 7 сильно засоленную почву в состоянии перехода от сезонного рассоления к сезонному засолению (табл. 69). Сумма солей в верхних 0—80 см почвы выражалась 2—2,6%, постепенно возрастая к поверхности. Глубже 80 см вплоть до грунтовой воды сумма солей составляла не более 1,6—1,9%. Хлориды, как обычно в Центральной Фергане, занимают подчиненное место, и величина их даже в верхних 0—2 см ограничивалась 0,06% Cl'. В остальных горизонтах количество Cl' еще меньше, уменьшаясь над грунтовой водой до 0,02%.

Преобладают в составе солей сульфаты Mg, Ca и Na, составляя 90—92% суммы ионов. Максимум сульфатов Mg и Na сосредоточен, как и сумма солей в целом, в верхних горизонтах почвы.

Таблица 70

Данные анализа водных вытяжек из образцов солончака хлопкового поля Центральной Ферганы на период осени — 4 октября 1939 г.

(Опытное поле Федченко, площадка № 7)

Глубина в см	Сухой остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн
				В % на воздушно-сухую почву					
0— 2	10,36	0,12	0,39	6,34	0,050	0,22	1,15	0,17	0,79
2—12	1,73	0,08	0,01	1,09	0,003	0,25	0,11	0,04	0,03
12—22	1,95	0,08	0,02	1,19	0,003	0,24	0 14	0,04	0,04
22—30	1,75	0,08	0,01	1,07	0,002	0,22	0,12	0,03	0,05
30—38	1,68	0,07	0,01	1,05	0,002	0,22	0,10	0,03	0,06
38—50	1,46	0,07	0,01	0,94	0,001	0,22	0,08	0,03	0,04
50—60	1,43	0,08	0,01	0,90	0,001	0,20	0,09	0,03	0,03
70—80	1,40	0,09	0,01	0,89	Следы	0,18	0,11	0,03	0,02
90—100	1,27	0,08	0,007	0,83	»	0,21	0,07	0,02	0,03
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	0,67	3,77	45,27	0,29	3,75	33,02	1,50	11,72
2—12	—	2,69	0,79	46,46	0,10	25,22	19,83	1,98	2,92
12—22	—	2,42	1,10	46,37	0,11	22,39	21,95	1,90	3,76
22—30	—	2,70	0,64	46,57	0,08	23,47	20,58	1,77	4,18
30—38	—	2,59	0,57	46,77	0,06	24,12	18,80	1,55	5,53
38—50	—	2,76	0,55	46,65	0,05	26,39	17,13	1,78	4,70
50—60	—	3,38	0,56	46,03	0,02	25,22	18,98	1,93	3,87
70—80	—	3,58	0,67	45,75	Следы	22,21	23,17	1,93	2,69
90—100	—	3,65	0,50	45,85	»	28,68	16,19	1,35	3,78

К 4 октября 1939 г. солевой профиль солончакового пятна коренным образом изменился. Сумма легкорастворимых солей в верхнем слое 0—2 см выросла с 2,6 до 10,8%, т. е. в 4 раза (табл. 70).

Таким образом, общий коэффициент САС для слоя 0—2 см был равен 4. В остальных частях почвенного профиля содержание солей варьировало в пределах 1,2—1,9%, медленно увеличиваясь к поверхности почвы.

Легкорастворимые соли, вымытые зимними атмосферными осадками и промывкой до глубины 110 см, где они составляли в мае 2—2,5%, передвинулись в поверхностный слой почвы, заместившись снизу более пресными капиллярными растворами от грунтовых вод. Профиль приобрел исключи-

тельно резко выраженные солончаковые черты, свойственные периоду сезонного засоления.

В этом же поверхностном слое 0—2 см произошло увеличение Cl' с 0.06% до 0,4%, т. е. коэффициент САС для Cl' был равен 6;6.

Во всех остальных горизонтах почвенного профиля содержание Cl' к осени уменьшилось в два-три раза вследствие замещения обогащенных хлоридами почвенных растворов весеннего времени капиллярными растворами, восходящими от грунтовых вод.

Наибольшее абсолютное накопление обнаруживают сульфаты, содержание которых по SO_4'' возросло с 1,5% до 6,3%, т. е. коэффициент САС для SO_4'' составляет 4. Более глубокие горизонты почвы также обнаруживают уменьшение содержания SO_4'' вследствие его смещения кверху.

Накопление сульфатов происходит в форме магнезиальных и натриевых солей. Это видно из интенсивного накопления в слое 0—2 см Mg' и Na', коэффициент САС которых оказался чрезвычайно высоким: Mg'' — 6, Na' — 5.

Таким образом, сезонное засоление в почвах Центральной Ферганы обязано в основном притоку сернокислого Mg и сернокислого Na.

В качественном составе солей при этом не происходит таких сильных изменений, которые характерны были для Голодной Степи. Сернокислые соли осенью, как и весной, составляют около 90—92%. Доля хлоридов к осени возрастает с 5% до 7,5, участие Mg'' возрастает с 23 до 33% суммы м-экв ионов; доля же K и Ca' уменьшается, а Na' остается почти стабильной.

Сопоставляя динамику сезонного засоления этой почвы с динамикой сезонного засоления неорошаемых почв (площадки № 3 и 4), можно видеть, что на солончаках орошаемых полей в Фергане, как и в Голодной Степи, сезонное соленакопление протекает несравненно интенсивнее, чем в солончаках неорошаемых территорий.

Это, естественно, обязано более высокому уровню и большему запасу грунтовых вод, восполняемому на орошаемых полях фильтрацией при каждом поливе.

Таблица 71

Сравнение коэффициентов сезонной аккумуляции солей в орошаемых и неорошаемых почвах

Почвы и районы	Плотный остаток	Cl	SO_4	Mg	Na	K	Ca
Солончаки неорошаемых территорий Центр. Ферганы	1,4—1,6	1—3	1—1,7	0,5—1	1,3—3	1—1,7	1
Солончаки орошаемых территорий Центр. Ферганы .	4	6,6	4	6	5	3	1
Солончаки неорошаемых территорий Голодной Степи .	3—8	10—30	3—5	6—8	8—20	5	1
Солончаки орошаемых территорий Голодной Степи .	10	40—140	3—5	16—45	30	—	2

Особенно хорошо можно видеть разницу в динамике сезонного засоления на солончаках орошаемых и неорошаемых территорий из выше показанного сопоставления коэффициентов САС (табл. 71).

И в Фергане и в Голодной Степи динамика сезонного соленакопления в солончаках орошаемых территорий протекает несравненно интенсивнее, чем в солончаках неорошаемых территорий. Особенно это проявляется в сезонном накоплении таких ионов, как Cl', Mg'' и Na'.

Обращает на себя также внимание, что, несмотря на более глубокие грунтовые воды в Голодной Степи, динамика сезонного засоления там, как правило, проходит в несколько раз интенсивнее, чем в Фергане. Это необходимо приписать совершенно различному характеру почвообразующих пород. В Фергане преобладают тяжелые слоистые суглинки, а в Голодной Степи — пылеватые, сравнительно легкие высокопористые лёссы.

Зимой 1939/40 г. благодаря промывкам и опресняющему влиянию атмосферных осадков на почве площадки № 7 вновь произошло сезонное рассоление. Однако 28 мая 1940 г. засоленность солончака оказалась выше, чем она была в мае 1939 г., хотя и меньше, чем она была в октябре 1939 г. Не исключено, что это является следствием более позднего взятия образцов. Но более правильно видеть в этом проявление нарастающего прогрессивного засоления почвы площадки № 7.

Динамика сезонного солевого режима в 1940 г. прослежена значительно детальнее. По этим данным (табл. 72, 73) можно видеть, что в течение вегетационного периода 1940 г. в солевом профиле солончака № 7 происходили следующие чрезвычайно интересные изменения.

С одной стороны, происходило неуклонное увеличение содержания солей в поверхностном слое 0—2 см, главным образом, за счет накопления $MgSO_4$, и Na_2SO_4: в мае 5,6%, июне 8,5%, июле 7,2%, августе 8,6%, октябре 20,1%.

Таблица 72

Динамика солей солончакового пятна на орошаемых полях Центральной Ферганы

(Опытное поле Федченко, площадка № 7, 1940 г., в %)

Глубина в см	Сроки наблюдения				
	28.V	1.VI	10.VII	13.VIII	29.IX
0— 2	5,6	8,5	7,2	8,6	20,1
2— 12	2,5	2,1	2,6	2,3	1,6
12— 25	2,3	1,7	2,1	1,7	1,9
25— 35	1,8	1,5	1,9	1,5	1,5
35— 65	—	1,3	1,6	1.5	1,4
65—100	1,7	1,2	1,2	1,4	1,4
100—150	1,2	1,3	1,4	1,3	1,3

С другой стороны, хотя намечалось некоторое накопление солей в более глубоких слоях (2—12, 12—25 см) в течение лета, притоком капиллярных растворов от грунтовых вод эти более минерализованные растворы

были сдвинуты к осени в поверхностный солевой слой и замещены снизу. Коэффициент САС в 1940 г. для плотного остатка от мая к октябрю выражается величиной 3,5, для SO_4'' — 4, для Cl' — 0,2, $Mg^{..}$ — 4, Na — 6 и $Ca^{..}$ — 1.

Таблица 73

Данные анализа водных вытяжек из образцов солончака Центральной Ферганы в 1940 г.

(Площадка № 7, в %)

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3 общ.	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разности
I. Весна 1940 г. (23 мая)									
0— 2	5,616	0,045	0,308	3,092	0,039	0,234	0,557	0,046	0,363
2— 12	2,522	0,031	0,070	1,570	0,018	0,218	0,213	0,020	0,150
12— 25	2,286	0,027	0,058	1,443	0,014	0,204	0,184	0,019	0,151
25— 35	1,868	0,027	0,040	1,223	0,013	0,210	0,136	0,016	0,119
65—100	1,684	0,26	0,007	0,883	Следы	0,269	0,052	0,011	0,023
100—150	1,224	0,27	0,005	0,862	»	0,279	0,038	0,008	0,029

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3 общ.	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K + Na по разн.
II. Осень 1940 г. (29 сентября)								
0— 2	20,066	0,077	0,064	12,527	0,022	0,218	2,132	1,797
2— 12	1,620	0,028	0,009	1,049	0,007	0,236	0,128	0,007
12— 25	1,948	0,028	0,002	1,201	0,002	0,229	0,106	0,123
25— 35	1,552	0,027	0,002	1,040	0,002	0,233	0,100	0,053
35— 65	1,378	0,028	0,001	0,925	0,001	0,218	0,083	0,046
65—100	1,376	0,028	0,001	0,900	0,001	0,234	0,076	0,029
100—150	1,272	0,025	0,001	0,855	Следы	0,272	0,048	0,016

Таким образом, несмотря на то, что динамика сезонного засоления в 1940 г. абсолютно выражается очень большими цифрами и сумма солей в верхнем 0—2 см достигает 20%, интенсивность сезонного засоления обнаруживает тенденцию к уменьшению, так как коэффициенты САС начинают в 1940 г. падать, оказываясь меньшими, чем в 1939 г. (табл. 71, 72, 73). Это несомненно обязано защитному влиянию образовавшегося с поверхности почв рыхлого солевого слоя, ослабляющего интенсивность испарения почвенно-грунтовых вод.

Солончаковые пятна распространены на полях многих других орошаемых оазисов Союза (Бухара, Вахш, Хорезм). Возникая на неровностях микрорельефа (на «буграх»), на оголенных незакультивированных, недополиваемых и плохо обрабатываемых участках орошаемых полей, где сильно сказывается испарение, солончаковые пятна, если с ними не ведется борьба, имеют тенденцию к росту по площади и степени засоления.

На солончаковых пятнах аккумулируются легкорастворимые соли и удобрения (NO_3'), уходящие с соседних рассоляющихся участков поля. Создается пестрота орошаемого поля за счет перераспределения и концентрации солей на немногих частях (пятнах) поля.

В условиях Голодной Степи солончаковые пятна подобного типа составляют 10—20% поверхности, вызывая выпады сельскохозяйственных растений. В толще солончакового пятна до грунтовой воды содержится до 35 кг/м² солей. Пересчитав на среднюю площадь солончаковых пятен, получим, что 1 га площади содержит 35—70 т легкорастворимых солей, собранных в отдельных солончаковых пятнах.

Если эти 35—70 т солей вернуть обратно, т. е. распределить более или менее равномерно по всему полю и во всех горизонтах почвы, то общая засоленность почвы на 1 га увеличится на ничтожную величину 0,07—0,14%, совершенно не вредящую плодородию почв, а места избыточного скопления солей исчезнут.

Достигнуть подобной «децентрализации» солей с солончаковых пятен на всю орошаемую территорию возможно при помощи комплекса следующих мероприятий:

а) срезка осенью солевой корки солончаков и удаление ее на дороги;

б) планировка поля и систематическое подравнивание его;

в) индивидуальная промывка солончаковых пятен под люцерну осенью, многократные подсевы ее на промытых солончаковых пятнах, усиленные вегетационные поливы солончаковых пятен в период общих поливов люцерны, а в случае надобности и дополнительно; интенсивная общая агротехника культуры люцерны на полях;

г) индивидуальная промывка солончаковых пятен зимой—осенью под хлопчатник, а также усиленные поливы солончаковых пятен при общих поливах хлопчатника с добавлением, кроме того, в случае нужды 1—2 специально мелиоративных «заливок» солончаковых пятен;

д) поддержание необходимой густоты и равномерности стояния растений на полях;

е) одинаково тщательная механическая и ручная обработка всех частей поля и, в особенности, недопущение пропусков в обработке оголенных или солончаковых пятен поля;

ж) выдерживание поливных норм, установленных для всех частей поливного хозяйства.

Перечисленные мероприятия обеспечат ослабление сезонного засоления на пятнах, усилят сезонное и поливное рассоление, будут способствовать закреплению достигнутых результатов и в сравнительно короткий срок, 2—3 года, обеспечат «децентраливацию» солей из солончаковых пятен по всей орошаемой территории с исчезновением самих пятен.

4. Солевой режим слабо- и среднезасоленных орошаемых почв

Солевой режим слабо- и среднезасоленных почв в общих чертах сходен с солевым режимом солончаков и солончаковых пятен. Однако, поскольку эти почвы содержат меньшие количества солей и находятся в условиях, менее способствующих засолению (преобладание нисходящих токов), динамика сезонного соленакопления в них протекает слабее, чем в солончаках.

Солевой режим слабо- и среднезасоленных почв детально исследовался нами в Голодной Степи на территории совхоза Пахта-Арал в 1937—1939 гг.

Слабо- и среднезасоленные почвы встречаются в Голодной Степи в комплексе с незасоленными почвами, занимая на фоне последних слабо приподнятые выравненные элементы микрорельефа. Эти почвы отличаются неустойчивостью химизма и изменчивостью степени засоления.

В зависимости от уровня агротехники и тщательности поливов, солевой режим слабо- и среднезасоленных почв при близких грунтовых водах (2—4 м) может протекать по типу сезонно-обратимого или сезонно-необратимого, которые сравнительно легко сменяются и переходят один в другой.

Рассмотрим вначале данные, относящиеся к наблюдательной площадке № 6, дающей картину подобной смены типов сезонно-солевого режима в зависимости от культуры и орошения.

Таблица 74

Динамика солевого профиля в среднезасоленной орошаемой почве за 1937—1939 гг.

(Плотный остаток в %)

Глубина в см	1937 г. хлопчатник 4-го года				1938 г. люцерна 1-го года		1939 г. люцерна 2-го года	
	20.IV	4.VII	30.VIII	15.XI	18.V	9.X	10.IV	6.XI
0— 2	0,37	0,64	1,03	1,72	0,40	0,38	0,25	0,14
2— 10	0,47	0,54	0,35	0,77	0,38	0,26	0 26	0,13
10— 25	0,58	0,61	0,49	0,87	0,63	0,40	0,58	0,30
25— 40	0,40	0,36	0,54	0,58	0,41	0,35	0,35	0,37
60— 80	0,30	0,27	0,42	0,48	0,39	0,38	0,53	0,42
100—120	0,51	0,35	0,30	0,25	0,59	—	0,51	0,47
160—180	0,44	0,88	0,88	0,55	0,46	0,35	0,64	0,78
210—230	0,37	0,54	0,47	0,22	0,23	—	0,25	0,56
260—280	0,36	0,30	0,28	0,30	0,25	0,21	0,25	0,32
330—350	0,43	0,29	0,37	0,41	0,26	0,26	0,41	0,28
Грунт. вода г/л	15 38	13 45	—	—	9,10	—	—	—

Весной 1937 г. почва занятого хлопком поля в толще 3,5 м содержала сравнительно небольшое количество солей — около 20,5 кг/м². Эти соли распределялись по профилю довольно однообразно, колеблясь в пределах 0,37%—0,58% по горизонтам (табл. 74 и 75).

Хлориды обнаруживали ясное перемещение книзу с образованием максимума над грунтовыми водами, что говорит о полном промывании профиля почвы зимними осадками и выщелачивании наиболее подвижных солей

Содержание хлоридов в почве соответствует величине влажности ее над грунтовой водой. Это видно из пересчета вероятного содержания Cl' в капиллярно-смоченной зоне, исходя из содержания его в грунтовой воде и влажности почвы.

Таблица 75

Данные анализа водных вытяжек из образцов средневасоленной почвы на период весны (20 апреля) 1937 года

(Площадка № 6)

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разности
				В % на 100 г сухой почвы					
0— 2	0,38	0,05	0,005	0,21	0,001	0,06	0,01	0,005	0,03
2— 10	0,47	0,05	0,01	0,26	0,004	0,07	0,01	0,009	0,04
10— 25	0,58	0,05	0,02	0,31	0,008	0,07	0,02	0,008	0,06
25— 45	0,40	0,05	0,03	0,21	0,006	0,03	0,01	0,004	0,07
60— 80	0,30	0,05	0,03	0,15	0,002	0,02	0,01	Следы	0,06
100—120	0,51	0,05	0,03	0,29	0,001	0,05	0,02	»	0,07
160—185	0,44	0,05	0,02	0,25	0,001	0,04	0,02	Нет	0,07
210—235	0,37	0,06	0,02	0,18	Следы	0,02	0,01	»	0,06
250—285	0,36	0,06	0,03	0,17	»	0,02	0,02	»	0,06
280—350	0,43	0,06	0,04	0,18	»	0,02	0,02	0,004	0,07
Грунт. вода гл. 305 г/л	15,38	0,46	2,27	7,85	Нет	0,53	0,97	Следы	2,97
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	8,10	1,19	40,53	0,18	28,42	9,56	1,18	10,85
2— 10	—	6,82	2,52	40,20	0,45	26,03	8,82	1,77	13,35
10— 25	—	5,15	4,42	39,72	0,72	21,86	10,63	1,22	16,22
25— 45	—	6,79	6,39	36,00	0,72	14,81	8,90	0,80	25,48
60— 80	—	9,19	8,03	32,45	0,31	11,83	10,14	Следы	28,01
100—120	—	5,41	4,96	39,62	Следы	18,47	11,88	Нет	19,64
160—185	—	6,38	5,12	38,48	»	14,48	12,70	»	22,81
210—235	—	8,91	6,15	34,92	»	11,58	11,76	»	26,65
250—285	—	8,40	8,68	32,91	»	10,12	13,83	»	26,04
280—350	—	8,96	10,11	30,92	»	10,36	13,32	0,03	26,23
Грунт. вода гл. 305; г/л	—	1,68	13,59	34,72	Нет	5,68	16,85	Следы	27,44

Исходя из фактической влажности почвы над грунтовой водой (24—26%), следует ожидать, что при том составе солей в грунтовых водах, который приведен в табл. 75, содержание Cl' должно равняться в горизонте над грунтовой водой около 0,04%, выше — 0,03% и еще выше — 0,02%.

Обращаясь к данным табл. 75, мы находим примерно эти величины для содержания Cl' в почве.

Таким образом, содержание хлоридов в нижней части профиля почвы обязано смачиванию этих горизонтов капиллярными растворами грунтовых вод.

По сульфатам мы имеем другую картину. Вместо вероятной по расчету величины 0,15% SO_4'', в почве находятся значительно бо́льшие количества SO_4'' — до 0,2%—0,3%. Это говорит о задержке сульфатов в грунте в период зимнего рассоления.

Таблица 76

Данные анализа водных вытяжек из образцов средневасоленной почвы на период осени — 15 ноября 1937 г.

(Площадка № 6)

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разности
				В % на 100 г сухой почвы					
0— 2	1,72	0,04	0,17	0,78	0,008	0,13	0,08	0,04	0,16
2— 10	0,77	0,04	0,05	0,42	0,004	0,07	0,04	0,02	0,09
10— 25	0.87	0,04	0,04	0,51	0,001	0.09	0,04	0,01	0,08
25— 40	0,58	0,04	0,02	0,33	0,001	0,004	0,03	0,01	0,07
60— 80	0,48	0,04	0,01	0,27	Следы	0,03	0,03	Следы	0.06
100—120	0,25	0,04	0,006	0,14	»	0,02	0,01	Нет	0,04
160—180	0,55	0 03	0,004	0,36	»	0,11	0,02	»	0,02
210—230	0,22	0,03	0,005	0,12	Нет	0,03	0,01	»	0,01
260—280	0,30	0,03	0,01	0,17	»	0,04	0,01	»	0,03
330—350	0,41	0,03	0,02	0,23	Следы	0,06	0,01	»	0,04
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	1,63	11,24	36,84	0,27	15,34	15,60	2,64	16,42
2— 10	—	3,15	6,26	40,30	0,27	15,92	13,95	2,29	17,84
10— 25	—	2,70	4,38	42,83	0,08	19,37	14,48	1,48	14,65
25— 40	—	4,08	4,27	41,58	0,06	12,07	17,07	1,62	19,32
60— 80	—	5,06	2,26	42,67	Следы	13,36	17,59	Следы	19,03
100—120	—	9,47	2,23	38,30	»	12,37	16,99	Нет	20.65
160—180	—	3,62	0,66	45,72	»	32,95	12,53	»	4,51
210—230	—	9,97	1,98	38,03	»	27,14	13,80	»	9,05
260—280	—	7,20	3,32	39,46	»	22,61	13,85	»	13,52
330—350	—	5,01	4,76	40,22	»	24,50	11,62	»	13,88

В соответствии с этим грунт и почва по составу легкорастворимых солей являются сульфатными (64—80% суммы ионов солей), а грунтовые воды — хлоридно-сульфатными, что отмечалось нами уже выше.

Несмотря на известную засоленность почвы весной, в ее солевом профиле нельзя признать солончаковый тип, так как максимум солей в поверхностных горизонтах не выражен. С другой стороны, здесь отсутствует характерный для незасоленных почв солевой профиль с максимумом солей в глубоких горизонтах (табл. 75).

В течение вегетационного периода абсолютный запас солей в почве практически остался неизменным: в июле 22,4 кг/м² и ноябре 20,9 кг/м² (табл. 77).

Но солевой профиль под влиянием летнего испарения почвенно-грунтовых вод коренным образом изменился. Уже к июлю запас солей в пахотном слое 0—25 см увеличился с 1,97 до 2,22 кг/м², а в ноябре он достиг 3,36 кг/м². В корнеобитаемой зоне 0—80 см сумма солей почти удвоилась (с 4,7 кг/м² до 7,4 кг/м²).

Как показывают данные табл. 76, увеличение шло главным образом за счет перемещения сюда хлоридов. Если сопоставить данные водных вытяжек за весь вегетационный период, то можно видеть, что уже в июле и августе солевой профиль почвы приобрел солончаковый тип с максимумом солей в поверхностных горизонтах 0,6—1,0%.

К осени же содержание солей в пахотном горизонте достигло 0,8—1,7%. Одновременно степень засоленности глубоких горизонтов почвы уменьшилась за счет оттеснения солей восходящими более пресными капиллярными растворами от грунтовых вод (табл. 74).

Коэффициент САС для горизонтов 0—2 см и 2—8 см выразился следующими величинами: плотный остаток 4—1,4, Cl' 37—26, SO''_4 3,4—1,6, Ca'' 2—1, Mg' 6,8—3, Na 7—2.

Таблица 77

Динамика валового содержания солей в среднезасоленных орошаемых почвах совхова Пахта-Арал

(Площадка № 6 кг/м²)

Хлопчатник 4-го года

Время	20.IV.1937			4.VII.1937			15.XI.1937		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Плотный остаток . .	1,97	4,72	20,47	2,22	4,63	22,38	3,36	7,44	20,87
HCO_3 . . .	0,19	0,61	2,76	0,07	0 24	2,02	0,15	0,47	1,94
Cl	0,07	0,29	1,43	0,12	0,34	1,26	0,19	0,32	0,66
SO_4	1,08	2,48	10,58	1,14	2,15	10,78	1,89	4,17	12,08
NO_3 . . .	0,01	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	0,01	0,01
Ca	0,26	0,49	1,74	0,30	0,50	2,50	0,34	0,62	2,55
Mg	0,07	0,17	0,88	0,06	0,13	0,78	0,17	0,40	1,06
K	0,01	0,02	0,02	—	—	—	0,07	0,09	0,09
Na по разн.	0,19	0,74	3,32	0,20	0,51	2,31	0,34	0,84	1,87

Люцерна 2-го года

Время	10.IV.1939			6.XI.1939		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Плотный остаток . .	1,70	5,20	20,89	0,87	3,95	21,74
HCO_3 . . .	0,40	1,23	5,66	0,24	0,74	2,92
Cl	0,19	0,30	1,45	0,03	0,42	2,51
SO_4	0,57	2,28	8,65	0,37	1,57	9,69
NO_3 . . .	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,26	0,56	2,16	0,12	0,27	1,54
Mg	0,07	0,26	1,04	0,04	0,17	1,02
K	0.02	0,03	0,05	0,06	0,12	0,44
Na по разн.	0,09	0,57	2,48	0,05	0,64	3,41

Сопоставляя коэффициенты САС этой почвы с коэффициентом САС солончака № 7 из Голодной Степи, можно видеть, что динамика сезонного засоления здесь несравненно слабее как по сумме солей, так и по составляющим ее компонентам. Однако, как и в солончаке, наиболее высоким коэффициентом САС обладают Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$.

В соответствии с резко выраженным сезонным засолением почвы состав солей к осени вследствие неодинаковой скорости накопления ионов в корнеобитаемой зоне и пахотном горизонте несколько изменился в сторону увеличения доли хлоридов Mg и Na при одновременном уменьшении доли бикарбонатов Ca. Относительное содержание сульфатов практически не изменилось.

Таким образом, агро-экологическая обстановка в почве в течение вегетационного периода систематически ухудшалась как ввиду увеличения степени засоленности почвы, так и в связи с увеличением при этом абсолютного и относительного содержания наиболее токсических ионов Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$.

В 1939 г. территория, на площадке № 6, где велись наблюдения, была уже под люцерной второго года вегетации. Соответственно динамика солевого режима резко изменилась, и сезонного засоления почвы, имевшего место в 1937 г., когда поле находилось под хлопчатником, теперь не наблюдалось.

Весной 1939 г. запас солей в толще почвы 3,5 м составлял, как и в 1937 г., — 20,9 кг, из которых в слое 0—25 см находилось 1,7 кг и в слое 0—80 см — 5,2 кг.

Осенью в ноябре 1939 г. запас солей лишь немногим увеличился: до 21,7 г. Но вместо наблюдавшегося в 1937 г. при хлопчатнике перемеще-

Таблица 78

Динамика солевого профиля в среднезасоленной орошаемой почве за 1937—1939 гг.

(Площадка № 5: плотн. ост. в %)

Глубина в см	1937 г. хлопчатник 4 года		1938 г. люцерна 1 года		1939 г. люцерна 2 года
	29.IV	4.VII	22.V	9.X	10.IV
0— 2	0,44	0,24	0,58	0,14	0,17
2— 10	0,38	0,31	0,33	0,16	0,15
10— 25	0,47	0,38	0,39	0,33	0,34
25— 40	0,36	0,39	0,28	0,31	0,37
60— 80	0,28	0,18	0,24	0,29	0,41
100—120	0,20	0,23	—	—	0,31
160—180	0,16	0,32	0,19	0,22	0,49
210—230	0,20	0,42	0,15	0,55	0,43
260—280	0,21	0,55	0,17	—	1,18
330—350	0,26	0,80	0,20	0,24	0,75
Грунт. вода г/л	9,97	7,71	—	—	—

ния солей к поверхности произошло сильное опреснение пахотного горизонта и всей корнеобитаемой зоны. В пахотном горизонте осталось всего лишь 0,87 кг солей и в слое 0—80 см — 3,95 кг. Солевой профиль не приобрел облика, свойственного солончаковому типу, как это было в этой почве в 1937 г., а носил явные черты смещения солей в глубокие горизонты ниже 1,5 м (табл. 77)..

Общий запас солей в почвенных горизонтах на толщу 3,5 м и в 1937 г. и в 1939 г. был почти одним и тем же — 20 и 21 кг. Но сезонная динамика солей по профилю была различной и сильно зависела от вида сельскохозяйственной культуры и режима орошения.

Этот пример прекрасно иллюстрирует возможность с помощью люцерны в севообороте, при достаточной ее густоте и развитости, регулировать поливами солевой режим и добиваться общего перераспределения солей в почвах и рассоления корнеобитаемых горизонтов.

Высокая агротехника и тщательные поливы среднезасоленных почв этого типа позволяют и на полях хлопчатника добиваться рассоления корнеобитаемых горизонтов и недопущения сезонного накопления солей в верхних горизонтах почвы.

В связи с этим рассмотрим динамику солевого режима среднезасоленной почвы на площадке № 5 (табл. 78). По своему солевому профилю и составу солей весной 1937 г. эта почва была близка к тому, что мы видели выше на площадке № 6 (табл. 74 и 75).

Таблица 79

Динамика солевого профиля в слабозасоленной орошаемой почве под люцерной за 1937—1939 гг.

(плотн. ост. в %)

Глубина в см	1937 г. люцерна 1-го года	1938 г. люцерна 2-го года	1939 г. люцерна 3-го года	
	23.IV	17.V	20.III	10.XI
0— 2	0,11	0,12	0,10	0,13
2— 10	0,10	0,10	0,19	0,14
10— 25	—	0,19	0,09	0,14
25— 40	0,08	0,28	0,16	0,14
60— 80	0,08	0,34	0,26	0,14
100—120	—	—	0,26	0,26
160—180	0,82	0,96	0,95	0,22
210—230	—	—	0,35	0,23
260—280	0,58	0,41	0,39	0,35
330—350	0,77	0,36	0,43	0,48

Однако здесь уже весной намечался солончаковый тип солевого профиля, выражавшийся в обособлении максимума солей в пахотном горизонте в количестве 0,44—0,47%. Несмотря на это сезонное засоление на этой почве вплоть до июля 1937 г. не проявилось. Наоборот, под влиянием поливов

наметилось явное опреснение верхних 0—80 см профиля почвы с переходом солей в более глубокие горизонты. То же имело место в течение 1938 г., когда степень рассоления усилилась еще больше. К весне 1939 г., на втором году вегетации люцерны, солевой профиль почвы уже сильно отличался от солевого профиля весны 1937 и 1938 гг., т. к. наблюдались черты сильной опресненности в пахотном слое. Солевой режим данного участка проходил, таким образом, по типу сезонно-необратимого рассоления (табл. 78).

Таблица 80

Динамика валового содержания солей в почвах совхоза Пахта-Арал под люцерной

(Площадка № 13, в кг/м²)

Время	Люцерна 1-го года 23.IV. 1937 г.			Люцерна 2-го года 17.V. 1938 г.		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Сухой остаток	0,35	1,01	24,83	0,58	3,14	26,16
HCO_3	0,18	0,44	2,08	0,21	0,58	2,13
Cl	0,007	0,02	0,05	0,009	0,12	0,84
SO_4	0,06	0,24	14,72	0,25	1,50	15,83
NO_3	0,007	0,01	0.01	0,001	0,006	0,006
Ca	0,04	0,10	5,18	0,116	0,42	4,34
Mg	0,03	0,10	0,98	0,03	0,16	1,02
K+Na по разн.	0,001	0,002	0,10	0,007	0,22	1,94

Люцерна 3-го года

Время	20.III.1939			10.XI.1939		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Сухой остаток	0,45	2,12	20,24	0,52	1,63	12,95
HCO_3	0,22	0,70	2,85	0,29	0,91	3,86
Cl	0,05	0,12	0,33	0,01	0,05	0,52
SO_4	0,04	0,86	12,22	0,07	0,42	5,88
NO_3	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	1,01
Ca	0,06	0,25	3,79	0,07	0,23	1,37
Mg	0,02	0,15	1,08	0,02	0,09	0,71
K+Na по разн.	0,02	0,16	1,05	0,03	0,12	1,64

Рассмотрим еще пример солевого режима слабозасоленной почвы под люцерной в течение трех лет (площадка № 13, табл. 79 и 80).

Весной 1937 г. 3,5-м толща почвы имела около 25 кг легкорастворимых солей. Благодаря сезонному рассолению в зиму и весну 1936—37 гг. в верхних 80 см почвы оставалось лишь около 1 кг солей. Плотный остаток в пахотном и корнеобитаемом горизонтах не превышал 0,1% и лишь на глубине 160—350 см составлял 0,5—0,8%.

Всходы люцерны в этот период были довольно удовлетворительными. Под покровом люцерны в первом году сезонное засоление почвы проявилось не сильно.

Однако в мае 1938 г. количество солей в почве поднялось до заметных размеров, и люцерна начала несколько страдать. Общий запас солей был равен уже 26 кг, причем в сравнении с весной 1937 г. количество солей в корнеобитаемой зоне утроилось, поднявшись с 1 кг до 3 кг. Причиной этого явились характерные для Голодной Степи недополивы люцерны, а также сухость зимы 1937 38 г. и особенно весны 1938 г.

Таким образом, солевой режим на данной точке в течение 1937—1938 г. проходил по типу сезонно-необратимого засоления.

К весне 1939 г. запас солей в почве был сильно снижен благодаря сезонному рассолению, вызванному зимними осадками и особенно ранними мартовскими поливами. Поэтому в течение лета 1939 г. люцерна развивалась очень интенсивно. Тщательное и своевременное проведение поливов на всем поле в течение 1939 г. привело к сильному общему рассолению всей почвы и переходу ее по запасу солей (12,9 кг) уже в группу незасоленных почв.

Правильное орошение и интенсивные поливы люцерны привели, таким образом, к изменению типа солевого режима в сторону рассоления. Однако тенденция к сезонному засолению в почвах Голодной Степи настолько сильна, что количество солей в пахотном и корнеобитаемом горизонтах даже и осенью 1939 г. было все же несколько больше, чем в 1937 г.

На этих примерах видна исключительно тесная зависимость сезонного солевого режима и расположения солей по профилю в средне- и слабозасоленных почвах от агротехники, характера культуры и, в особенности, от режима орошения.

В качестве общих выводов из анализа солевого режима средне- и слабозасоленных почв можно отметить следующее:

а) Солевой режим среднезасоленных почв при достаточно тщательных поливах и под покровом удовлетворительной люцерны не обнаруживает сезонного засоления, а, наоборот, характеризуется опреснением верхних 0—80—100 см и перемещением солей на глубину, большую 100—150 см, с сохранением либо, в отдельных случаях, с уменьшением общего запаса солей над грунтовыми водами.

б) Сезонный солевой режим средне- и слабозасоленных почв на полях хлопчатника обнаруживает интенсивное соленакопление в корнеобитаемых и, особенно, пахотных горизонтах, с приобретением к осени солончакового типа, но без выраженного увеличения суммарного запаса солей во всей толще почвенных горизонтов над грунтовой водой, т. е. в основном за счет перераспределения солей по профилю.

в) Тщательный уход за хлопчатником и, в особенности, тщательность его поливов, так же как и на полях люцерны, способствуют ослаблению и даже прекращению сезонного засоления, а в отдельных случаях могут вызывать рассоление верхних горизонтов и уменьшение суммарного запаса солей.

г) Изреженность покрова культурных растений и, в особенности, недополив участков почвы с изреженным покровом способствуют усилению сезонного засоления почв и переходу их в категорию солончаков.

5. Солевой режим незасоленных орошаемых почв

Солевой режим незасоленных орошаемых почв исследовался нами в Голодной Степи и Фергане. В Голодной Степи и Фергане незасоленные почвы располагаются в комплексе с засоленными, занимая равнинные, несколько пониженные пространства, на которых условия увлажнения при поливах более благоприятны.

Во многих случаях незасоленные почвы располагаются неправильными полосами вдоль и вблизи магистральных и отводных каналов, картовых оросителей, где они образуются благодаря более интенсивному увлажнению. Незасоленные почвы также обычно встречаются на различного рода повышениях макро- и мезорельефа, где грунтовые воды лежат глубже и где условия их местного оттока более благоприятны.

На орошаемых полях незасоленные почвы покрыты мощной культурной растительностью. Хлопчатник на таких землях достигает громадных размеров — до 170—200 см, приобретая древовидный облик, и дает огромный урожай до 50—75 ц/га.

Пышно развивается здесь также люцерна. Плотный и мощный покров сельскохозяйственных растений на незасоленных почвах в дополнение к рельефу является еще одним фактором поддержания и усиления рассоленности этих почв.

Рассмотрим динамику солевого режима незасоленной почвы, имеющей сравнительно глубокие грунтовые воды (Голодная Степь, совхоз Пахта-Арал; 1937—1939 гг., площадка № 3).

Аналитические материалы, приведенные в табл. 81 и 82, показывают, что незасоленные орошаемые почвы, расположенные вблизи каналов на повышенных частях мезорельефа, находятся в состоянии рассоления, хотя и недостаточно устойчивы по своему солевому режиму.

Из данных обзорной табл. 82 видно, что суммарные запасы солей в толще почвы за вегетационный период 1937 г. под влиянием поливов уменьшились с 11,3 до 9,3 кг, а за время вегетационного периода и зимы 1938 г. к весне 1939 г. упали еще до 4,2 кг. Однако к осени 1939 г. под влиянием имевших место недополивов запас солей вновь увеличился до 11,5 кг, с явной тенденцией засоления верхних 0—80 см.

Таким образом, в течение 1937 и 1938 гг. солевой режим почвы на площадке № 3 протекал по типу сезонно-необратимого рассоления. Но на третьем году вследствие недополивов рассоление сменилось засолением, и трехлетний цикл солевого режима в общем сложился по типу сезонно-обратимого.

Рассмотрим детальнее сезонный ход солевого режима этой почвы (табл. 81, 83, 84). Исходный солевой профиль весной 1937 г. характеризовался содержанием солей по профилю не выше 0,3—0,4%.

Таблица 81

Динамика солевого профиля орошаемых незасоленных сероземов (плотн. остаток в %)

(Площадка № 3 вблизи канала С-20)

Глубина в см	1937 г. Хлопчатник 2-го года				1939 г. Хлопчатник 4-го года	
	8.IV	5.VII	31.VIII	10.XI	11.IV	9.XI
0— 2	0,20	0,09	0,14	0,18	0,10	0,26
2— 10	0,16	0,07	0,07	0,08	0,09	0,18
10— 25	0,11	0,08	0,06	0,07	0,13	0,17
25— 40	0,10	0,08	0,06	0,08	0,11	0,17
60— 80	0,08	0,10	0,09	0,08	0,11	0,31
100—120	0,11	0,21	0,11	0,10	0,08	0,19
160—180	0,15	0,19	0,18	0,20	0,08	0,22
210—230	0,44	0,20	0,20	0,30	0,07	0,19
260—280	0,33	0,21	0,27	0,30	0,08	0,17
330—350	0,36	0,56	0,18	0,25	0,08	0,43
Грунт. вода г/л	—	7,18	—	—	—	—

Площадка № 2 на слабом понижении

Глубина в см	1937 г. Хлопчатник 4-го года				1938 г. люцерна 1-го года	1939 г. люцерна 2-го года
	15.IV	29.IV	5.VII	10.XI	22.V	11.V
0— 2	0,11	0,17	0,07	0,17	0,21	0,14
2— 10	0,11	0,12	0,11	0,07	0,16	0,08
10— 25	0,11	0,13	0,07	0,06	0,25	0,10
25— 40	0,12	0,15	0,10	0,06	0,35	0,09
60— 80	0,09	0,11	—	—	0,43	0,09
100—120	0,10	0,13	—	—	0,62	0,21
160—180	0,12	0,11	0,66	0,10	1,11	0,22
210—230	0,12	0,12	—	—	0,81	0,31
260—280	0,47	0,27	—	—	—	0,34
330—350	0,31	0,36	0,38	0,15	0,53	0,34
Грунт вода г/л	5,53	4,49	—	—	—	—

При этом максимум их был вмыт за зиму на глубину 300—350 см. Здесь же было наибольшее количество Cl' (0,02%) и $Mg^{\cdot\cdot}$ (0,027%).

Выше по профилю вплоть до 80 см содержание солей уменьшалось до 0,08%, и затем в горизонте 0—80 см прослеживалось слабое увеличение содержания солей, но не больше, чем до 0 2% в верхней корочке почвы.

Таблица 82

Динамика валового содержания солей в незасоленных орошаемых почвах совхоза Пахта-Арал под хлопчатником

(Площадка № 3, кг/м³)

Время	20.IV.1937 г.			10.XI.1937 г.		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Плотный ост.	0,48	1,20	11,36	0,30	0,89	9,34
HCO_3	0,21	0,53	2,37	0,14	0,45	1,78
Cl	0,004	0,02	0,40	0,01	0,04	0,79
SO_4	0,10	0,36	6,74	0,07	0,23	4,20
NO_3	0,04	0,14	0,14	0,01	0,01	0,04
Ca	0,07	0,17	0,99	0,05	0,14	0,82
Mg	0,006	0,01	0,50	0,02	0,06	0,60
K	0,01	0,02	0,02	—	—	—
Na по разн. .	0,05	0,17	2,20	0,002	0,02	1,05
Время	11.IV.1939 г.			9.XI.1939 г.		
Глубина в см	0—25	0—80	0—350	0—25	0—80	0—350
Плотный ост.	0,44	1,27	4,23	0,67	2,60	11,58
HCO_3	0,24	0,73	3,08	0,45	1,50	6,55
Cl	0,04	0,15	0,32	0,04	0,23	1,49
SO_4	0,06	0,19	0,74	0,10	0,60	2,39
NO_3	0,01	0,01	0,01	0,005	0,01	0,01
Ca	0,06	0,18	0,56	0,11	0,39	1,45
Mg	0,01	0,03	0,27	0,02	0,11	0,78
K	0,08	0,08	0,22	0,02	0,07	0,17
Na по разн. .	0,03	0,13	0,37	0,06	0,29	1,31

Этот солевой профиль рисует типичную рассоляющуюся почву, находящуюся, однако, под непосредственным воздействием грунтовых вод и могущую в случае ухудшения агротехники и недополивов легко засолиться. Наиболее опресненные верхние 125 см почвенного профиля в составе легкорастворимых солей имеют 40—50% бикарбонатов кальция и до 40—52% сульфатов Na и отчасти Mg, резко отличаясь, таким образом, по составу солей от засоленных почв.

В более глубоких горизонтах роль бикарбонатов Ca сильно уменьшается, роль хлоридов несколько увеличивается, но главная доля в составе солей принадлежит сульфатам Na, Mg и K.

Под влиянием вегетационных поливов к июлю 1937 г. ясно наметилось рассоление верхних 40 см, так как плотный остаток здесь упал до 0,07—0,09%. В августе картина осталась в сущности та же, так как общее количество солей по профилю продолжало уменьшаться до 0,06—0,27%.

Таблица 83

Данные анализа водных вытяжек из образцов незасоленного орошаемого серозема на период весны — 15 апреля 1937 г.

(Пахта-Арал, площадка № 3)

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.
В % на 100 г сухой почвы									
0— 2	0,20	0,078	0,003	0,12	0,002	0,04	0,006	0,002	0,03
2— 10	0,16	0,077	0,001	0,05	0,015	0,02	0,003	0,007	0,02
10— 25	0,11	0,043	0,001	0,03	0,011	0,02	0,002	0,003	0 01
25— 40	0,10	0,039	0,003	0,04	0,012	0,01	0,002	0,002	0,02
60— 80	0,08	0,045	0,002	0,03	0,012	0,01	0,002	0,001	0,01
100—120	0,11	0,049	0,004	0,05	0,001	0,01	0,005	Нет	0,02
160—180	0,15	0,045	0,003	0,08	0,001	0,02	0,007	»	0,03
210—230	0,44	0,041	0,012	0,31	Нет	0,04	0,021	»	0,08
260—280	0,33	0,048	0,016	0,23	»	0,02	0,012	»	0,09
330—350	0,36	0,055	0,020	0,20	»	0,02	0,027	»	0,05
В % от суммы м-экв									
0— 2	—	16,32	1,15	31,97	0,51	24,30	7,03	0,64	18,05
2— 10	—	24,90	0,59	19,76	4,74	22,73	5,54	3,75	17,99
10— 25	—	23,18	0,99	19,86	5,96	26,49	4,30	2,65	16,56
25— 40	—	18,60	2,62	23,26	5,52	21,80	3,78	1,45	22,97
60— 80	—	25,89	2,12	21,27	0,71	19,50	6,73	1,06	22,69
100—120	—	20,30	2,79	26,65	0,25	12,69	11,92	Нет	25,38
160—180	—	13,96	1,72	34,42	0,19	15,30	11,09	»	23,33
210—230	—	4,45	2,26	43,24	—	14,97	11,57	»	23,48
260—280	—	6,54	3,73	39,74	—	9,11	8,28	»	32,53
330—350	—	7,94	4,98	37,04	—	9,26	20,11	»	20,55

Таким образом, в течение того времени, пока почва получала вегетационные поливы, запасы солей уменьшались, а в верхних горизонтах почвы имело место явное рассоление.

В ноябре 1937 г., после окончания поливного периода и после созревания и уборки хлопчатника, по всему профилю снизу вверх наметилось некоторое увеличение содержания солей (табл. 84). Это увеличение произошло за счет хлоридов Mg и Na. Так, в пахотном слое 0—25 см содержание Cl' к осени увеличилось в 2—7 раз (до 0,007—0,022%), а $Mg^{..}$ в 2—3 раза (до 0,006—0,012%). Соответственно доля хлоридов в составе солей увеличилась по всему профилю до 8—11—13% суммы м-экв. Однако преобладающая роль бикарбонатов и сульфатов Ca в составе солей верхних горизонтов сохранилась в полной мере. Все это вместе взятое способствовало прекрасному развитию и плодоношению хлопчатника.

В течение 1938 г. и к весне 1939 г. почва опреснилась еще больше, так как сумма солей по всему профилю не превышала 0,13%, а общий за-

Таблица 84

Данные анализа водных вытяжек из образцов незасоленного орошаемого серозема на период осени

(10 ноября 1937 г., Пахта-Арал, площадка № 3)

Глубина в см	Плотный остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K+ Na по разн.
			В % на 100 г сухой почвы					
0— 2	0,18	0,037	0,022	0,06	0,010	0,02	0,012	0,019
2— 10	0 08	0,041	0,007	0,01	0,004	0,01	0,007	Нет
10— 25	0,07	0,041	0,002	0,02	0,003	0,01	0,006	0,0002
25— 40	0,08	0,042	0,003	0,02	Следы	0,01	0,005	0,003
60— 80	0,08	0,039	0,003	0,02	»	0,01	0,005	0,004
100—120	0,19	0,037	0,003	0,04	0,003	0,01	0,010	0,004
160—180	0,20	0,039	0,006	0,11	0,005	0,01	0,010	0,036
210—230	0,30	0,034	0,028	0,15	Следы	0,02	0,021	0,034
260—280	0,28	0,034	0,042	0,12	Нет	0,02	0,019	0,037
330—350	0,25	0,035	0,024	0,12	»	0,02	0,015	0,032
			В % от суммы м-экв					
0— 2	—	11,82	11,82	23,45	2,90	23,25	18,60	8,14
2— 10	—	27,45	8,19	11,83	2,45	27,87	22,13	Нет
10— 25	—	29,38	2,19	16,22	2,19	28,94	20,61	0,43
25— 40	—	28,99	3,78	17,22	Следы	26,88	17,64	5,46
60— 80	—	25,82	3 68	20,50	»	26,23	17,21	6,55
100—120	—	18,48	2,73	27,29	1,51	19,40	25,75	4,85
160—180	—	10,26	2,60	35,99	1,14	10,42	13,81	25,73
210—230	—	6,25	9,09	34,66	Следы	13,86	19,43	16,70
260—280	—	6,42	13,78	29,78	Нет	12,73	18,34	18,92
330—350	—	7,46	8,77	33,77	»	15,31	16,36	18,32

нас солей в толще 3,5 м упал до 4,2 кг/м², отражая дальнейшее нарастание процесса рассоления почвы. Однако в течение лета 1939 г. участок, не получая нужного ухода, оказался недополитым, что сказалось на увеличении запаса солей в почве к осени до 11,5 кг/м². К 9 ноября 1939 г. явно наметилось накопление солей в корнеобитаемой зоне почвы до величин 0,26—0,31%.

Неустойчивость солевого профиля орошаемых незасоленных почв при близком (3,5 м) залегании грунтовых вод хорошо видна на примере другой наблюдательной площадки — № 2, расположенной на слабовыраженном понижении микрорельефа, что типично для незасоленных орошаемых почв совхоза Пахта-Арал.

Весной 1937 г. солевой профиль этой почвы дал картину сквозного промывания и рассоления почвы вплоть до грунтовых вод (табл. 81). Некоторое количество легкорастворимых солей (0,3—0,47%) находится в почве лишь на глубине 260—350 см. Выше же во всем профиле сумма солей не превышает 0,1%. Грунтовые воды под этой почвой сильно опреснены (5,5 г/л), что также является следствием рассоления почв и разбавления

грунтовых вод фильтрационной водой. В течение лета 1937 г., к июлю, в результате промывающего влияния поливной воды, поступившей в слабовыраженную депрессию микрорельефа, степень рассоленности верхних 0—40 см почвы усилилась, и сумма солей снизилась до 0,07—0,1%. И лишь к осени, после созревания и уборки хлопчатника, в связи с прекращением поливов и усиленным испарением, наметилось перемещение солей вверх и накопление их в верхних 0—2 см до 0,17%.

Общая степень засоленности профиля почвы оказалась, однако, к осени меньше, чем она была весной (табл. 81).

Таким образом, наблюдения за солевым режимом на двух площадках № 3 и 2 устанавливают, что основной тенденцией солевого режима незасоленных орошаемых сероземных почв под хлопчатником в 1937 г. было сезонное рассоление под влиянием полива в течение лета, чем они резко отличаются от засоленных орошаемых почв, характеризующихся засолением в течение лета и осени. Осенью после прекращения поливов и весной до начала полива, пока притеняющее влияние культурных растений невелико, в результате испарения почвенно-грунтовых вод и постепенного напитывания почвенного профиля снизу грунтовой водой происходит некоторое увеличение засоленности почв с образованием максимума содержания солей в зоне капиллярной каймы.

В случае засушливой весны, подобной весне 1938 г. в Голодной Степи, весеннее дополивное засоление почв может благодаря испарению почвенных вод и замещению их снизу капиллярными растворами грунтовых вод проявиться очень сильно. Убедительным примером этого являются данные, приведенные в табл. 81, о состоянии солевого профиля почв площадки № 2 в сухую весну 1938 г., когда здесь была высеяна люцерна.

Содержание солей на глубинах больше 100 см поднялось в почве до 0,6—0,8% и даже до 1,1%, хотя самые верхние 0—80 см почвы оставались опресненными.

Весной 1939 г. под пологом пышной люцерны второго года вегетации степень засоленности в сравнении с весной 1938 г. уменьшилась во всех горизонтах вновь. Но общий солевой профиль явно отражает стремление солей переместиться к поверхности почвы.

Сопоставляя солевой профиль почв площадки № 2 весной 1937 г. и весной 1939 г., можно видеть, несмотря на их близость и однотипность, некоторое повышение количества солей к весне 1939 г. Глубокая и сильная рассоленность орошаемых почв подобного типа, широко встречающихся в Голодной Степи, в Фергане и Бухаре на староорошаемых землях, является несомненно вторичной и обязанной тому, что через профиль почвы благодаря благоприятным условиям рельефа или близости ирригационных каналов систематически фильтруются в большем или меньшем количестве пресные поливные воды, выносящие соли в нисходящем и боковом направлениях.

При таком водном режиме даже близкие (до 3 м) грунтовые воды не в состоянии вызвать засоление почв и, наоборот, сами опресняются.

При большей близости грунтовых вод влияние последних на солевой режим незасоленных почв несколько возрастает, и признаки осеннего соленакопления в них могут в той или иной степени проявляться.

Иллюстрацией этого может быть сезонная динамика солей в незасоленных поливных почвах Центральной Ферганы. Исследования проводились в 1939 г. на опытном поле Федченко, там же, где велись исследования солевого режима на солончаковом пятне (см. выше). Наблюдательная площадка № 9 была расположена недалеко от оросителя в верхней части поливной карты на староорошаемой луговой почве, имеющей грунтовые воды на глубине 1 м.

Таблица 85

Данные анализа водных вытяжек из образцов староорошаемой луговой почвы на период начала лета

(3 июня 1939 г. Опытное поле Федченко, площадка № 9)

Глубина в см	Сухой остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.
				В % на воздушно-сухую почву					
0— 2	0,54	0,079	0,022	0,28	0,011	0,07	0,04	0,01	0,02
2— 12	0,51	0,081	0,013	0,27	0,010	0,07	0,03	0,02	0,01
12— 25	0,68	0,088	0,009	0,39	0,004	0,11	0,04	0,02	0,08
25— 35	1,14	0,085	0,008	0,71	0,001	0,21	0,06	0,01	0,01
35— 42	0,95	0,085	0,007	0,59	0,001	0,16	0,05	0,01	0,02
55— 65	1,14	0,085	0,008	0,65	0,001	0,19	0,05	0,01	0,02
75— 85	1,20	0,078	0,005	0,77	Следы	0,24	0,04	0,01	0,02
110—120	1,22	0,086	0,004	0,81	»	0,27	0,04	0,01	0,02
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	8,29	3,95	36,67	1,08	22,58	19,70	2,36	5,35
2— 12	—	8,89	2,47	35,57	1,07	25,00	19,25	3,21	2,54
12— 25	—	7,32	1,26	41,12	0,30	28,05	18,01	2,17	1,77
25— 35	—	4,27	0,70	44,97	0,06	31,60	15,42	0,85	2,13
35— 42	—	5,02	0,75	44,15	0,07	28,12	16,97	1,08	3,84
55— 65	—	4,58	0,75	44,63	0,03	32,12	13,69	0,88	3,31
75— 85	—	3,66	0,43	45,91	Следы	34,85	10,72	0,83	3,60
110—120	—	3,64	0,33	46,03	»	37,38	9,17	0,77	2,68

Для всей верхней части поливной карты характерно сильное увлажнение, обязанное как фильтрации со стороны оросителя, так и более интенсивному поступлению оросительной воды в начальных частях поливных борозд. Соответственно вдоль оросителя расположены рассоленные староорошаемые луговые почвы, подобные изученной на площадке № 9.

Скважина, заложенная на площадке № 9 3 июня 1939 г., обнаружила, что верхние горизонты почвы 0—2, 2—12, 12—25 см рассолены благодаря совокупному воздействию зимне-весенних атмосферных осадков и очередной промывки (табл. 85). Содержание солей в верхних горизонтах почвы не превышает 0,5—0,6%. В составе солей при этом до 70—80% приходится на долю сульфатов Ca, Mg и Na. Второе место занимают бикарбонаты и

минимальное место — хлориды (5—8% суммы м-экв ионов). Большая часть солей вмыта на глубину 25—120 см, где их содержание варьирует в пределах 0,9—1,2%. В составе солей здесь также господствуют сульфаты Ca, Mg и отчасти Na, которые составляют не менее 90% суммы м-экв ионов.

К осени (5 октября 1939 г.) солевой профиль этой почвы подвергся некоторым изменениям. В верхней корочке 0—2 см сумма солей возросла до 1,18%, т. е. в два раза. Во всех остальных горизонтах почвы содержание солей не изменилось либо уменьшилось на несколько десятых (табл. 86).

Таблица 86

Данные анализа водных вытяжек из образцов старооросимой луговой почвы на период осени — 5 октября 1939 г.

(Опытное поле Федченко, площадка № 9)

Глубина в см	Сухой остаток	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Ca	Mg	K	Na по разн.
				В % на воздушно-сухую почву					
0— 2	1,18	0,09	0,070	0,52	0,032	0,13	0,08	0,03	0,02
2— 12	0,43	0,10	0,005	0,23	0,001	0,07	0,03	0,02	0,01
12— 25	0,45	0,10	0,006	0,23	0,002	0,07	0,03	0,02	0,001
25— 35	0,69	0,10	0 005	0,40	0,001	0,11	0,04	0,03	0,003
35— 42	0,93	0,10	0,006	0 56	Следы	0,15	0,05	0 02	0,017
55— 62	1,22	0 07	0,010	0,74	Нет	0,22	0,06	0,01	0,014
75— 85	1,31	0,08	0,010	0,79	»	0,24	0,05	0,01	0,027
110—120	1,16	0,08	0,004	0,76	»	0,25	0,04	0,02	0,060
				В % от суммы м-экв					
0— 2	—	5,22	6,68	36,35	1,75	22,37	22,44	2,80	2,39
2— 12	—	12,37	1,05	36,43	0,15	25,04	19,12	3,15	2,70
12— 25	—	12,57	1,24	35,90	0,29	24,78	20,47	4,31	0,44
25— 35	—	8,30	0,69	40,96	0,05	26,98	18,53	3,75	0,74
35— 42	—	6,00	0,59	43,40	Следы	27,44	17,81	1,93	2,81
55— 62	—	3,56	0,86	45,58	Нет	32,17	14,90	1,13	1,81
75— 85	—	3,73	0,74	45,55	»	33,34	12,35	1,09	3,21
110—120	—	3,23	0,31	46,46	»	33,06	8,95	1,24	6,75

В соответствии с увеличением суммы солей в верхних 0—2 см можно отметить накопление Cl', SO_4'', $Mg^{..}$ и $Na^{.}$. Таким образом, несмотря на близость грунтовых вод, содержание легкорастворимых солей в почве в течение вегетационного периода осталось почти неизменным. Однако тенденция к увеличению солей в верхних горизонтах (0—2 см) вследствие большей близости грунтовых вод здесь выражена все же сильно.

Подводя итоги рассмотрению солевого режима незасоленных орошаемых почв, имеющих близкие грунтовые воды, можно сделать следующие общие выводы:

а) Солевой режим незасоленных орошаемых почв, имеющих близкие грунтовые воды, резко отличается от солевого режима слабо- и среднезасоленных почв и солончаков.

б) Основное отличие заключается в крайнем ослаблении или полном отсутствии сезонного летне-осеннего засоления, характерного для слабо- и среднезасоленных почв и в особенности для солончаков.

Во многих случаях для сезонного солевого режима незасоленных почв характерно летнее рассоление, обязанное влиянию оросительных и фильтрационных вод.

в) В неполивной период года — осенью и весной, когда имеет место испарение почвенно-грунтовых вод, в незасоленных почвах проявляется слабо выраженное осеннее или весеннее засоление верхних горизонтов почвы. Зимний влажный период, естественно, прерывает это слабое сезонное засоление.

г) Солевой режим незасоленных почв с близкими грунтовыми водами отличается вместе с тем очень большой неустойчивостью, так как недополивы, изреженность покрова культурных растений, а также недостаточная влажность зимы и весны могут, вследствие изменения характера водного баланса, вызвать прекращение процессов рассоления и повлечь за собой увеличение общего запаса солей в толще почвы и засоление верхних корнеобитаемых и пахотных горизонтов.

6. Солевой режим и вегетационные поливы засоленных почв

В орошаемых почвах сезонно-годовая динамика солей осложнена и в значительной степени управляется влиянием вегетационных и профилактических поливов и осенне-зимних промывок.

Исследования солевого режима почв в связи с влиянием поливов проводились впервые М. М. Бушуевым и В. С. Малыгиным (1914), установившими, что в условиях Голодной Степи передвижение солевых растворов после полива вниз продолжается около 4 дней, после чего начинается движение солей кверху. На 8-й день после полива солевой профиль по этим данным восстанавливается уже полностью. Позже изучением роли поливов в солевом режиме почв занимался Б. В. Федоров и В. Малахов в Фергане на опытном поле Федченко, В. М. Стец — в Голодной Степи на Золотоордынской опытной станции. Авторы установили, что поливы на хлопковом поле способствуют накоплению солей в пахотном слое почвы тем в большей степени, чем бóльшие применяются поливные нормы. По этим же данным осенние поливы засоленных почв вызывают устойчивое рассоление метровой толщи почвы.

Подробные исследования солевого режима почвы в связи с режимом орошения проводились Вахшской почвенно-мелиоративной станцией Академии Наук и Муганской солончаковой станцией Аз НИХИ, а также Почвенной лабораторией ВНИИГИМ на Мургабе.

Под руководством автора исследования солевого режима в связи с поливами проводились в 1937—1939 гг. в Голодной Степи на территории совхоза Пахта-Арал.

Накопленные материалы позволяют довольно отчетливо представить картину воздействия поливов на солевой режим орошаемых почв. В большинстве случаев сложившиеся в орошаемом земледелии схемы поливов засо-

ленных почв не ослабляют сезонного засоления, а зачастую способствуют его усилению. Так, применяемые в Голодной Степи 4—5 вегетационных поливов при близких минерализованных грунтовых водах обычно оказываются не в состоянии в сколько-нибудь сильной степени ослабить летне-осеннее соленакопление в засоленных почвах.

Исследования, проведенные нашей лабораторией в 1939 г. на засоленных почвах в совхозе Пахта-Арал, установили, что поливы нормой воды нетто (на поле у растения) порядка 800—850 м³/га вызывают заметное временное рассоление почвы на глубину до 40 см, слабое рассоление до 80 см и одновременно перемещение хлоридов и сульфатов в нисходящем направлении до 100—120 см. Наиболее энергичному выщелачиванию подвержены хлориды, перемещение которых после поливов прослеживается иногда на глубину до 150—200 см.

В межполивной период легкорастворимые соли, однако, вновь возвращаются в пахотный горизонт. Степень засоленности почв при этом не только восстанавливается, но обычно в конце межполивного периода засоленность почв оказывается несколько большей, чем перед предшествовавшим поливом. Это и обусловливает, несмотря на воздействие поливов, нарастание сезонной засоленности почв к осени. Чем больше степень засоленности почв, тем быстрее и сильнее протекает межполивное засоление.

Время, за которое восстанавливается дополивная засоленность почв, в мае—июне наибольшее, около 15—20 дней; в конце июня, начале июля скорость засоления возрастает, и дополивная засоленность почв восстанавливается дней за 7—10; в середине июля и начале августа скорость межполивного засоления достигает наибольшей интенсивности, и опресняющее влияние поливов проявляется лишь в течение 3—5 дней. В августе и сентябре скорость послеполивного засоления вновь уменьшается.

В засоленных почвах при недостаточном числе поливов количество солей, накопляющихся в конце межполивного периода перед очередным поливом, обычно превышает количество солей, бывшее в почве перед предшествующим поливом и, особенно, бывшее весной.

Это приводит к тому, что, несмотря на поливы и вызываемое ими послеполивное рассоление пахотного и корнеобитаемого горизонтов, степень засоленности почвенного профиля неуклонно растет, достигая максимума после окончания вегетационного периода осенью.

В качестве примера приводятся данные табл. 87, где показаны результаты подробного изучения межполивного солевого режима засоленной почвы на поле хлопчатника. Как можно видеть из этих данных, в условиях Голодной Степи даже 5—6 поливов оказалось недостаточно для того, чтобы прекратить сезонное засоление почвы. Так, влияние 1 и 2-го поливов полностью было перекрыто через 5 дней после полива. То же нужно сказать про 3, 4, 5-й поливы. Их рассоляющее влияние сохранялось также не более 4—5 дней.

Особенно сильно выросла засоленность почвы накануне 5-го полива, когда степень засоления почвы уже значительно превышала весеннее содержание солей. Так, сумма м-экв Cl' и SO_4'' в слое 0—2 и 2—10 см соста-

Таблица 87

Динамика межполивного режима солей засоленной почвы в Голодной Степи

(площадка № 21; 1938 г.; в м-экв)

Глубина в см	13.V, перед 1-м поливом		21.V, через 5 дней после полива		29 V, перед поливом	
	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4
0— 2	1,35	2,00	3,67	3,80	2,11	6,89
2— 10	0,70	2,04	0,73	2,80	0,62	4,37
10— 25	0,60	1,83	0,53	1,66	0,37	3,45
25— 40	1,15	2,33	1,27	2,72	0,62	3,16
60— 80	1,77	3,83	2,45	2,12	1,35	4,01
100—120	0,70	2,52	1,07	2,47	1,21	11,28
160—180	0,50	2,70	0,59	9,32	0,98	11,93
210—230	0,45	2,38	0,51	7,95	0,90	12,01
260—280	0,42	2,18	0,45	3,93	0,90	10,98
330—350	0,45	3,16	0,42	4,49	0,87	12,49

Глубина в см	2.VI, через 2 дня после полива		6.VI, через 5 дней после полива		10 VI, через 10 дней после полива	
	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4
0— 2	1,77	10,63	0,45	4,49	0,56	4,11
2— 10	0,31	3,78	0,25	4,01	0,48	4,09
10— 25	0,17	3,37	0,22	3,33	0,22	3,85
25— 40	0,31	3 58	0,33	5,80	0,31	5,07
60— 80	0,93	3,49	0,56	3,85	0,73	4,79
100—120	0,65	3,76	1,30	5,64	1,07	8,05
160—180	0,95	13,34	1,07	9,32	0,93	6,55
210—230	0,80	11,96	1,21	11,59	0,76	10,86
260—280	1,15	8,34	0,73	9,18	0,65	10,41
330—350	0,87	9,61	0,65	13,29	0,68	9,73

Глубина в см	20 VI, перед 3-м поливом		23.VI, через 2 дня после полива		27 VI, через 6 дней после полива	
	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4
0— 2	2 45	5,45	0,73	4,86	0,59	3,28
2— 10	0,45	4,45	0,31	4,34	0,22	4,62
10— 25	0,33	2,12	0,34	2,53	0,20	1,79
25— 40	0,50	3,49	0,25	4,30	0,14	1,19
60— 80	0,42	3,58	0,48	3,76	0,34	3,74
100—120	0,99	2,91	0,59	6,15	0,68	5,83
160—180	1,26	4,41	0,59	6,68	0,46	7,70
210—230	0,68	11,96	0,73	13,40	0,62	9,16
260—280	0,48	7,10	0,70	7,72	0,68	9,92
330—350	0,37	5,72	0,59	0,34	0,68	8,84

(продолжение табл. 87)

Глубина в см	2 VII, через 11 дней после полива		16 VII, через 3 дня после 4-го полива		19. VII, через 6 дней после полива	
	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4
0— 2	0,76	4,16	4,90	10,13	1,66	4,16
2— 10	0,28	3,12	0,28	6,61	1,74	5,22
10— 25	0,25	2,73	1,92	3,18	0,42	4,62
25— 40	0,28	4 36	0,28	3,70	0,31	5,64
60— 80	0,50	5,10	1,21	3,33	0,37	2,22
100—120	0,53	4,43	1,72	3,24	0,56	5,40
160—180	0,48	9,09	0,73	12,90	0,45	10,55
210—230	0,50	9,52	0,62	6,53	0,76	11,49
260—280	0,73	14,19	0,56	4,26	0,90	9,41
330—350	0,79	9,05	0,45	6,91	0,76	11,45

Глубина в см	30 VII, перед 5-м поливом		3 VIII, через 3 дня после полива		6 VIII, через 5 дней после полива	
	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4
0— 2	0,62	1,72	0,08	3,60	0,93	6,78
2— 10	0,56	3,22	0,14	5,62	0,23	4,45
10— 25	0,45	1,52	0,42	3,33	0,45	4,04
25— 40	0,98	2,37	0,73	4,00	0,56	3,69
60— 80	1,72	1,91	1,56	4,79	1,32	3,75
100—120	1,55	3,65	3,22	6,87	1,13	3 90
160—180	0,56	6,55	0,57	10,62	0,44	12,33
210—230	0,48	4,99	0,42	4,37	0,39	6,60
260—280	0,39	3,24	0,26	3,33	0,34	2,99
330—350	0,39	9,80	0,25	5,20	0,31	3,50

Глубина в см	10 VIII, через 10 дней после полива		30. VIII, через 15 дней после 6-го полива		6.X, после созревания хлопчатника	
	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4
0— 2	3,75	13,82	1,13	3,01	3,61	13,54
2— 10	0,84	4,97	0,22	1,85	2,03	6,49
10— 25	0,37	5,14	0,21	3,68	1,13	7,63
25— 40	0,57	4,37	0,31	4 68	1,24	5,34
60— 80	0,65	4,58	0,39	4,41	0,79	8,99
100—120	0,65	5,20	0,33	4,53	0,90	13,99
160—180	0,45	12,70	0,33	11,00	0,56	10,28
210—230	0,34	6,45	0,51	10,15	0,39	5,89
260—280	0 34	3,53	0,59	5,81	0,34	3,95
330—350	0,28	4,16	0,42	6,03	0,34	3,24

вила уже 2,3—3,7 против весенних 0,8 — 0,7, т. е. коэффициент САС для суммы Cl' и SO''_4 достиг уже 3—5. В конце же поливного периода—6 октября—степень засоления пахотного горизонта возросла еще больше, достигнув 8—17 м-экв Cl' и SO''_4.

На засоленных пятнах, образующихся обычно на слабых повышениях микрорельефа, влияние поливов на солевой режим почв проявляется слабее. Вегетационные поливы вызывают в них опреснение не больше, чем на глубину 40—60 см, отчетливо проявляясь обычно лишь в верхних 20—30 см, а иногда не проявляясь и совсем.

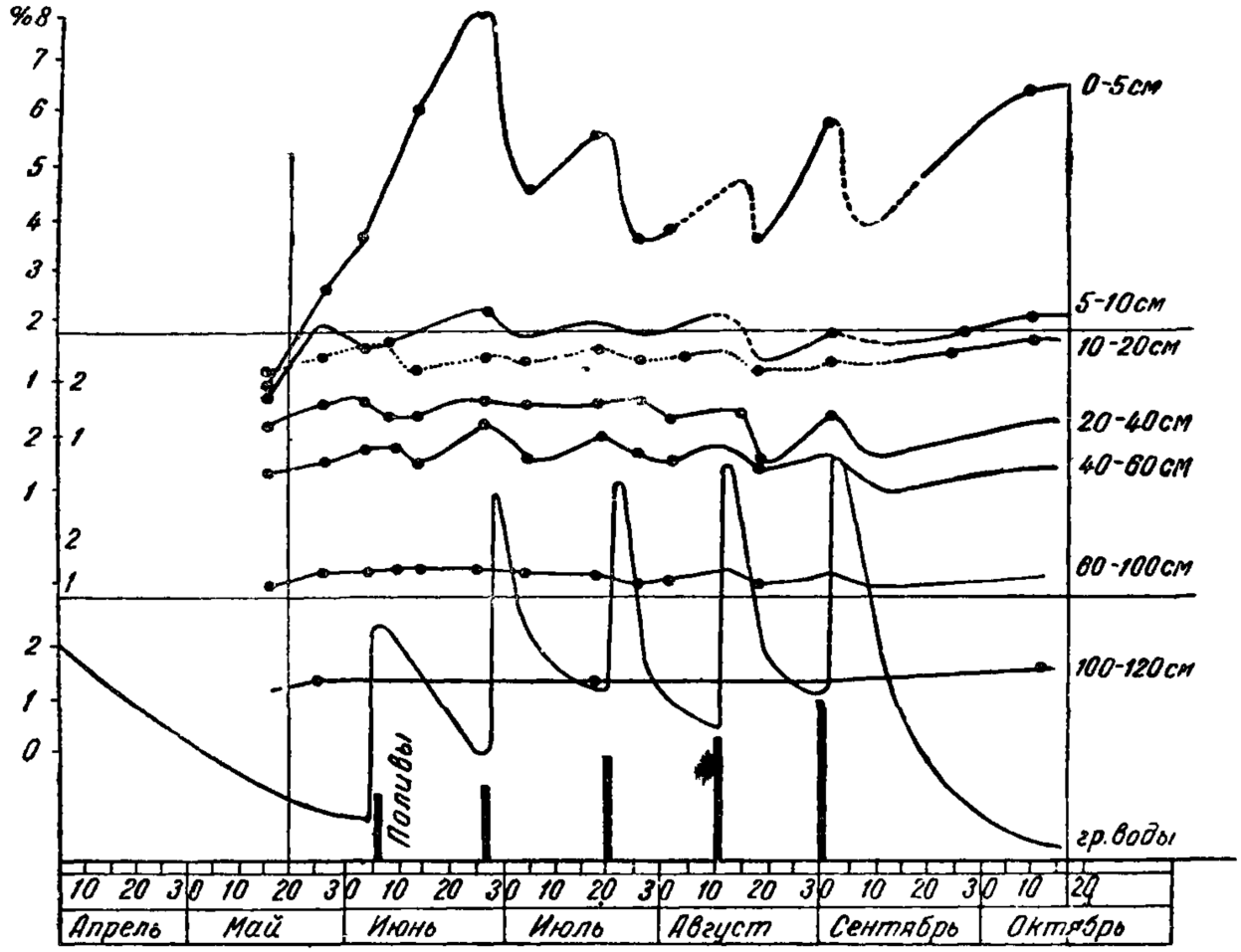


Рис. 40. Солевой режим орошаемой сильнозасоленной почвы (Голодная Степь; Сляднев и Зайчиков).

Степень опресняющего влияния поливов и устойчивость этого опреснения возрастает вместе с увеличением поливной нормы и увеличением частоты поливов.

Другой пример недостаточного влияния 4—5 поливов на улучшение солевого режима сильнозасоленной почвы Голодной Степи приведен на рис. 40. Здесь можно видеть, что исходное содержание легкорастворимых солей в пахотном горизонте 0—20 см было близким к 1%. Пять поливов, поданных на хлопковое поле в течение июня—августа, не смогли удержать соли на этом весеннем уровне. В июне—августе содержание солей в верхнем слое 0—5 см значительно увеличилось и колебалось, благодаря опресняющему влиянию поливов, в пределах 4—8%. Содержание солей в

нижней части пахотного слоя 5—20 см также за время вегетационного периода несколько увеличилось. Опресняющее влияние поливов, таким образом, здесь не сказалось, что привело к полной гибели хлопчатника.

Для выяснения влияния поливов на солевой режим нами исследовался солевой режим солончакового пятна на фоне учащенных поливов. Исследования ставились на территории Пахта-Аральского опытного поля. Поливов было 10 при оросительной норме около 7 500 м³/га, что всего на 1 500 м³/га превышает оросительные нормы, применявшиеся в совхозе для нормального орошения незасоленных почв.

Исходная засоленность почвы была довольно высокая, так как сумма Cl' и SO_4'' в пахотном и подпахотных горизонтах составляла около 7—8 м-экв. Как видно из табл. 88 и рис. 41, ни 1-й, ни 2-й поливы, данные нормой воды около 500 м³/га, не были в состоянии вызвать сколько-нибудь значительное рассоление пахотных горизонтов и остановить процесс сезонного засоления почвы.

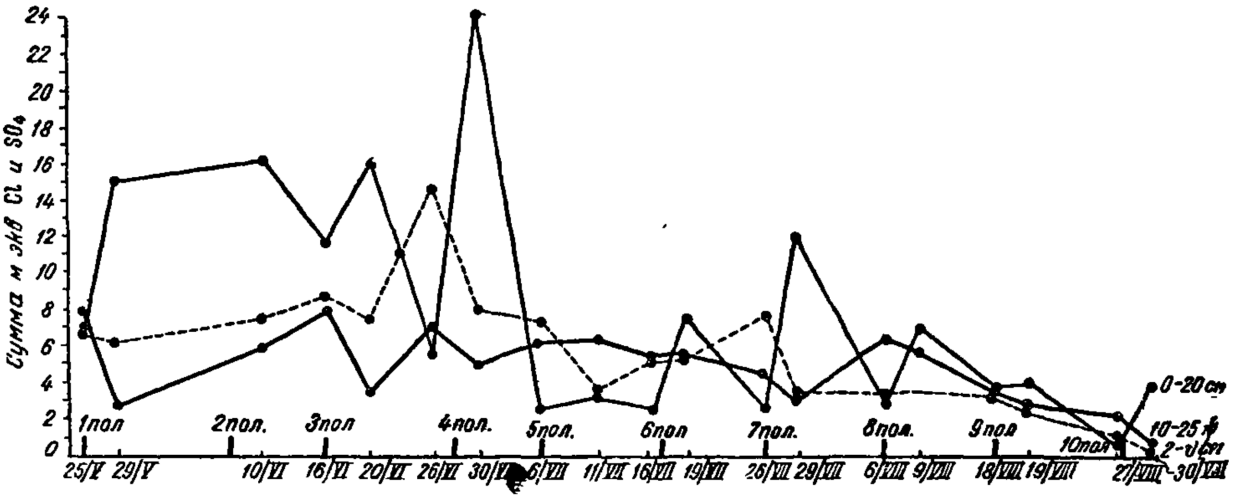


Рис. 41. Динамика солей в сильнозасоленной почве при усиленном орошении.

Несмотря на два полива, к 10 июня содержание Cl' и SO_4' в корочке 0—2 см достигло почти 17 м-экв. Особенно энергично при этом нарастало количество Cl'. Дальнейшие поливы, проводившиеся нормой воды около 1 000—800 м³/га, оказались уже в состоянии вызвать сильное опреснение верхних горизонтов почвы на глубину до 40—80 см. Так как поливы при этом давались в среднем через 10 дней, то это рассоляющее влияние каждого полива закреплялось и межполивное засоление не достигало размеров засоленности почвы бывших в мае и июне.

Таким образом, первые 4 полива, даваемые в среднем через 10 дней, приостановили на солончаковом пятне процесс сезонного засоления.

Июльские поливы, несмотря на характерную для июля особенно сильную энергию сезонного засоления, вызвали дальнейшее опреснение солончака. Так, 5-й полив дал резкую картину выщелачивания солей до глубины 60—80 см; 7 и 8-й поливы, проведенные в июле—августе нормами 700—800 м³/га, вызвали дальнейшее усиление рассоления верхних слоев почвы, снизив содержание Cl' в корнеобитаемых горизонтах после полива до 0,2—

Таблица 88

Динамика межполивного режима солей в сильнозасоленной почве при усиленном орошении

(площадка № 25, 1938 г., в м-экв)

Глубина в см	25.V.1937		29.V, через 3 дня после 1-го полива		10.VI, через 3 дня после 2-го полива		16.VI, через 9 дней после 2-го полива	
	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4
0— 2	2,28	4,76	8,70	6,50	9,63	6,25	6,14	5,50
2— 10	1,29	5,55	1,33	5,00	1,01	6,63	1,25	7,23
10— 25	0,74	7,06	0,25	2,46	0,35	5,44	0,33	7,52
25— 40	0,78	9,01	1,85	2,76	0,80	2,04	1,03	2,80
60— 80	—	—	2,40	3,68	1,62	6,39	3,04	4,04
160—180	—	—	0,52	2,95	0,62	14,35	0,55	3,84
260—280	—	—	0,61	4,18	0,66	9,72	0,55	7,45
400—420	—	—	0,55	7,26	0,62	8,70	0,50	2,09

Глубина в см	20.VI, через 4 дня после полива		26.VI, через 10 дней после 3-го полива		30.VI, через 2 дня после 4-го полива	
	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4
0— 2	7,21	8,80	0,58	5,91	16,55	7,35
2— 10	0,59	7,02	6,90	8,62	1,09	6,78
10— 25	0,17	3,50	0,33	6,82	0,35	4,69
25— 40	0,37	3,41	0,28	2,83	0,39	2,02
60— 80	1,31	3,90	1,50	2,33	1,68	2,78
160—180	0,66	11,34	0,87	13,19	0,68	14,77
260—280	0,74	7,43	0,80	6,34	0,74	3,72
400—420	0,80	5,34	0,41	7,62	0,49	9,14

Глубина в см	6.VII, через 8 дней после 4-го полива		11.VII, через 5 дней после 5-го полива		16.VII, через 10 дней после 5-го полива	
	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4
0— 2	0,15	2,48	0,30	2,88	0,35	2,24
2— 10	1,95	5,39	0,70	2,84	0,55	4,66
10— 25	0,39	5,86	0,43	5,98	0,43	4,98
25— 40	0,39	3,34	0,41	3,12	0,21	3,20
60— 80	1,34	4,49	1,70	3,20	0,87	2,36
160—180	0,68	15,21	0,53	9,16	0,51	3,32
260—280	0,68	4,69	0,48	10,56	—	—
400—420	0,57	5,42	0,57	8,89	0,57	10,29

Продолжение табл. 86

Глубина в см	19.VII, через 3 дня после 6-го полива		26.VII, через 10 дней после 6-го полива		29.VII, через 3 дня после 7-го полива		6.VIII, через 11 дней после 7-го полива	
	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4
0— 2	1,93	5,65	0,64	2,16	4,54	7,21	0,31	2,76
2— 10	0,21	5,07	1,36	6,27	0,38	3,12	0,82	3,41
10— 25	0,21	5,33	0,35	4,26	0,23	2,92	0,78	5,51
25— 40	0,55	5,27	0,80	2,23	0,55	2,70	0,50	2,91
60— 80	0,97	5,69	2,71	3,39	2,75	3,39	2,03	2,95
160—180	0,80	10,50	0,45	2,48	0,49	2,62	0,47	4,08
260—280	0,64	5,74	0,37	12,24	0,47	9,57	0,41	3,60
400—420	0,51	8,01	0,43	9,63	0,48	3,90	0,41	11,41

Глубина в см	9.VIII, через 3 дня после 8-го полива		16.VIII через 10 дней, после 8-го полива		19.VIII, через 3 дня после 9-го полива		27.VIII, через 11 дней после 9-го полива		30.VIII, через 3 дня после 10-го полива	
	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4	Cl	SO_4
0— 2	2,38	4,80	0,70	2,95	1,33	3,12	0,12	0,68	0,49	3,57
2— 10	0,01	3,55	0,21	3,13	0,19	2,43	0,15	1,11	0,10	0,33
10— 25	0,37	5,38	0,31	2,96	0,18	2,59	0,12	2,24	0,12	0,68
25— 40	0,86	3,37	0,44	2,42	0,21	1,71	0,27	2,96	0,39	3,08
60— 80	2,08	4,47	1,08	3,30	0,12	1,27	0,31	3,20	0,51	2,76
160—180	0,49	4,86	0,78	14,20	0,27	11,12	0,61	13,22	0,21	1,92
260—280	0,49	4,69	0,70	3,25	0,66	8,96	0,68	7,24	0,17	6,93
400—420	0,45	5,19	0,40	11,34	0,49	5,46	0,40	4,78	0,46	5,82

0,3 м-экв, т. е. в несколько раз меньше майского. Правда, и после этих поливов тенденция восстановления засоленности проявлялась.

Августовские 9 и 10-й поливы, произведенные 16 и 27 августа нормой воды 670—850 м³/га, вызвали опреснение всей толщи почвенных горизонтов солончака.

Так, после 10-го полива содержание Cl' в толще почвы 420 см нигде не превышало 0,46—0,49 м-экв, а SO_4'' только в горизонте 260—420 см достигало 5,8—6,9 м-экв. В результате усиленного орошения вместо обычного сезонного засоления, характерного для солончаковых пятен орошаемых полей, было достигнуто общее рассоление почвы. Соответственно коэффициент САС в пахотном горизонте оказался меньше единицы — для Cl' 0,2—0,1, а для SO_4'' 0,7—0,6.

Рассмотренные материалы приводят к выводу о том, что, увеличивая в р е м е н н о, с мелиоративными целями, для уничтожения на полях вторичных солончаков, число выборочных вегетационных поливов до 8—10 со средней поливной нормой нетто около 700—800 м³/га, можно с успехом прекратить сезонное засоление в них, добиться рассоления всего профиля почвы и уничтожить солончаковые пятна.

Еще раньше (в 1935 —1936 гг.) к сходным выводам пришла бригада ВНИИГИМ, считая, что в условиях Мургаба на среднезасоленных почвах необходимо давать не менее 9 поливов с межполивными периодами 8—10 дней. Почвы, засоленные свыше 0,5% суммы солей в слое 0—50 см регулированию солевого режима поливами не поддаются и нуждаются в предварительных промывках (В. В. Спенглер).

Большое значение в межполивной динамике солевого режима имеют размеры поливной нормы. Малые поливные нормы, порядка 500—600 $м^3$/га, на солончаковых пятнах никакого положительного влияния на солевой режим не оказывают; наоборот, после поливов солончаков малыми нормами воды сезонное засоление усиливается. Сколько-нибудь существенное рассоление почвы под влиянием поливов обнаруживается лишь при нормах не меньше 800 м³, а в июле—августе — при норме до 1 000 $м^3$/га.

Влияние режима орошения на межполивную динамику солей и в конечном счете на направление сезонного солевого режима детально исследовано Н. А. Ногиной и Л. П. Беляковой на почвах долины р. Вахш.

Для исследования были использованы опыты А. В. Николаева по водному режиму почв, имеющих в течение вегетационного периода влажность в среднем не меньше 90, 80, 70 и 60% полевой влагоемкости. Поддержание заданных величин относительной влажности в почвах требовало следующих оросительных норм:

При 90% — 9 150 м³/га
» 80% — 6 400 »
» 70% — 5 180 »
» 60% — 4 200 »
» 50% — 3 790 »

В 1937 г. наблюдения за солевым режимом на перечисленных фонах режима орошения проводились Л. П. Беляковой. Было установлено, что солевой режим и распределение солей по профилю почвы находится «в прямой зависимости от оросительных норм». Почвы, на которых поддерживалась влажность 90%, к концу вегетационного периода оказались выщелоченными на глубину до 1 м, где оставалось некоторое количество сульфатов. Почвы, имевшие 80% влажности, оказались выщелоченными на глубину 40—50 см. При 70% постоянной влажности уже проявилось заметное сезонное соленакопление, хотя верхние 20—30 см и были опреснены. После прекращения поливов легкорастворимые соли энергично перемещались с этих глубин в верхнюю часть пахотного горизонта.

Исследования влияния режима орошения на динамику солей в почвах долины р. Вахш в 1938 г. проводились Н. А. Ногиной. Наблюдения ставились на делянках, имевших относительную влажность в течение вегетационного периода не ниже 60, 70 и 80%. Соответственно были даны оросительные нормы 4 200 м³/га, 4 890 м³/га и 10 220 м³/га. Результаты исследований Н. А. Ногиной приведены в табл. 89.

Почвы, влажность которых в течение вегетации хлопчатника поддерживалась на величине до 60% полевой влагоемкости, обнаружили ясно

Таблица 89

Динамика запаса хлоридов в засоленных почвах при различном режиме орошения

(Вахш, данные Н. А. Ногиной; Cl в т/га)

Сроки наблюдений	Влажность не ниже 60%			Влажность не ниже 70%			Влажность не ниже 80%		
	0—45 см	0—105 см	0—200 см	0—45 см	0—105 см	0—200 см	0—45 см	0—105 см	0—200 см
Весна	1,24	14,42	19,87	2,99	8,99	18,05	3,93	9,15	12,40
Осень	10,04	17,21	22,43	9,57	11,01	17,23	3,40	3,88	4,96
Увеличение в % . . .	801	126	113	320	120	95	86	42	40

выраженное сезонное засоление к осени с максимальным накоплением солей в верхней части профиля.

Соленакопление происходило за счет хлоридов, которые аккумулировались в верхних 0—45 см почвы. Сульфаты, вследствие меньшей подвижности, отставали от хлоридов, не обнаруживая к осени выраженного максимума на поверхности.

Из данных табл. 89, где приведены абсолютные запасы Cl′ на периоды весны и осени, можно видеть, что сезонное засоление почвы, влажность которой поддерживалась около 60%, произошло за счет дополнительного притока солей из грунтовых вод, так как общий запас Cl′ в почве в слое ее до водоносного галечника (0—200 см) вырос с 19,87 т/га до 22,43 т/га, т. е. на 13%. Коэффициент САС по Cl′ при этом для слоя 0—45 см достигает 8, т. е. очень высок.

Поддержание влажности в почве в размере не ниже 70% полевой влагоемкости вызвало чрезвычайно существенные изменения в динамике солей. Суммарный запас Cl′ в толще почвы до галечникового слоя на период весны и осени обнаруживает здесь стабильность и даже тенденцию к уменьшению. Весенний запас Cl′ в почве был равен 18,05 т/га, осенний же — 17,29 т/га. Однако в верхних горизонтах, особенно в слое 0—45 см, произошло существенное увеличение степени засоленности: с 2,99 т/га до 9,57 т/га к осени. Коэффициент САС для Cl′ в этом слое оказался равным примерно 3, т. е. несравненно меньшим, чем в почве, имевшей влажность около 60%.

Таким образом, поддержание более высокой влажности в почвах (70% вместо 60% полевой влагоемкости) ослабило степень сезонного перераспределения и накопления солей в верхних корнеобитаемых горизонтах почвы и прекратило общее сезонное соленакопление в почве.

Еще более глубокие изменения в солевом режиме вызвало поддержание в почве влажности не ниже 80% полевой влагоемкости. По данным Н. А. Ногиной, в этом случае количество солей в почве по всему профилю закономерно уменьшается в течение вегетационного периода от весны к осени.

Правда, в течение периода наблюдений обнаруживаются отдельные отклонения и нарушения этой общей закономерности рассоления, но картина в целом при этом не меняется.

Интенсивное увлажнение почвы в течение вегетационного периода привело к тому, что суммарный запас хлоридов в толще почвы уменьшился к осени на 60% в сравнении с весной. Даже в верхних 0—45 см, где обычно отмечается соленакопление, хлориды не только не обнаруживают увеличения содержания, но, наоборот, их абсолютный запас уменьшился с 3,93 т/га Cl′ весной до 3,40 т/га Cl′ осенью. Коэффициент САС, таким образом, для этого горизонта, в отличие от первых двух типов режима орошения, оказался меньше единицы.

В итоге рассмотрения материала Н. А. Ногиной можно притти к следующему выводу. Поддержание в условиях долины р. Вахш влажности с помощью поливов не ниже 60% полевой влагоемкости не ослабляет энергичного сезонного засоления почв. Поддержание влажности почв не ниже 70%, не увеличивая общего содержания солей в почвах, не ограждает почвы от перераспределения солей и накопления в верхних пахотном и корнеобитаемом горизонтах. Поддержание влажности почв на уровне не менее 80% вызывает в течение вегетационного периода интенсивное рассоление всего профиля орошаемой засоленной почвы.

Следует отметить, что мастера высоких урожаев хлопчатника в Узбекской ССР пришли эмпирически к выводу о необходимости увеличивать число поливов и уменьшать продолжительность межполивных периодов на сильнозасоленных почвах для получения на них высокого урожая сельскохозяйственных растений.

Данные детального изучения солевого режима засоленных почв в связи с поливами действительно позволяют притти к выводу о том, что для прекращения сезонного засоления, опреснения корнеобитаемых горизонтов освоенных засоленных почв и получения на них устойчивых урожаев хлопчатника необходимо в условиях Средней Азии поддерживать в почве нисходящие токи почвенных растворов с помощью некоторого увеличения числа поливов при межполивных периодах не более 10 дней, с тем чтобы влажность почв не опускалась ниже 75% от полевой влагоемкости. При этом необходима сеть коллекторов.

Одним из недостаточно изученных вопросов солевого режима почв при орошении является вопрос о влиянии способа полива на распределение солей в пахотном горизонте. Большинство исследователей в последнее время (Б. В. Федоров, В. А. Малахов, В. М. Стец и др.) считает, что полив засоленных почв по бороздам способствует более сильному опреснению пахотного горизонта, чем поливы затоплением. Однако среди практиков орошаемого земледелия на этот счет существует обратное мнение, утверждающее, что на засоленных почвах при поливе по бороздам легкорастворимые соли аккумулируются на гребнях борозд, т. е. как раз в местах расположения стебля и корней растений, что наносит сильный ущерб, вызывая угнетение и отмирание растений.

Поэтому среди практиков орошаемого земледелия в Средней Азии считается целесообразным применять при поливе засоленных почв метод затопления, либо комбинированный метод, когда ранние поливы даются по бороздам, а последние — затоплением.

Наши наблюдения в совхозе Пахта-Арал показали, что на солончаковых пятнах при поливе по бороздам на гребнях собирается в два-три раза больше легкорастворимых солей, чем в дне борозд.

В. М. Стец в результате многолетних сравнительных исследований солевого режима при различных способах полива пришел к выводу, что на промытых засоляющихся почвах бороздковый способ полива ведет к дальнейшему рассолению почв благодаря уменьшению оросительных норм почти вдвое по сравнению с поливом способом затопления.

Анализируя, однако, цифровой материал В. М. Стец, нельзя считать доказанным положение о прямом более сильном опресняющем влиянии поливов по бороздам на засоленные почвы. В. М. Стец получал при своих наблюдениях цифры, подтверждающие как преимущества бороздкового способа полива, так и преимущества полива способом затопления (табл. 90).

Таблица 90

Динамика Cl′ *в засоленной почве на протяжении ряда лет при различных способах полива*

(Золотая Орда, опыт № 1, в % на толщу 1,5 м)

№ делянок	1935 г.	1936 г.			1937 г.		
	23.XI	1.VI	Дно 8.X	Гребень 8.X	8.IV	Дно 3.X	Гребень 3.X
			Полив бороздковый				
14	0,026	0,004	0,005	0,005	0,005	0,008	0,007
27	0,007	0,003	0,005	0,006	0,005	0,005	0,005
36	0,003	0,003	0,005	0,004	0,006	0,006	—
26	0,005	0,002	0,005	0,004	0,005	0,004	0,005
15	0,009	0,004	0,009	0,010	0,004	0,006	0,008
23	0,007	0,003	0,007	0,009	0,010	0,013	0,008
33	—	—	—	—	0,008	0,007	0,006
19	—	—	—	—	0,020	0,009	0,009
31	—	—	—	—	0,006	0,005	—
Среднее	0,010	0,003	0,006	0,006	0,008	0,007	0,007

№ делянок	1938 г.			1939 г.		
	23.IV	Дно 25.X	Гребень 25.X	9.V	Дно 28.XI	Гребень 28.XI
14	0,007	0,012	0,017	0,005	0,008	0,006
27	0,012	0,011	0,010	0,011	0,009	0,007
36	0,011	0,010	0,009	0,005	0,006	0,007
26	0,006	0,006	0,006	0,007	0,006	0,005
15	0,009	—	—	0,009	0,010	0,010
23	0,011	0,009	—	0,008	0,013	0,010
33	0,014	0,012	0,011	0,007	0,006	0,007
19	0,010	0,010	—	0,006	0,007	0,007
31	0,019	0,006	—	0,006	0,005	0,005
Среднее	0,011	0,009	0,010	0,007	0,008	0,007

Полив затоплением

Продолжение табл. 90

№ делянок	1935 г.	1936 г.			1937 г.		
	23.XI	1.VI	Дно 8.X	Гребень 8.X	8 IV	Дно 3.X	Гребень 3.X
3	0,009	0,010	0,019	—	0,013	0,010	—
28	0,079	0,015	0,006	—	0,036	0,022	—
12	0,033	0,017	0,035	—	0,005	0,010	—
18	0,062	0,014	0,007	—	0,010	0,007	—
24	0,024	0,003	—	—	0,024	0,043	—
16	0,015	0,006	0,014	—	0,003	0,017	—
6	—	—	—	—	0,006	0,010	—
32	—	—	—	—	0,008	0,005	—
34	—	—	—	—	0,028	0,005	—
Среднее	0,035	0,009	0,014	—	0,015	0,014	—

№ делянок	1938 г.			1939 г.		
	23. IV	Дно 25.X	Гребень 25.X	9.V	Дно 28.XI	Гребень 28.XI
3	0,011	0,020	—	0,008	0,012	—
28	0,012	0,009	—	0,022	0,016	—
12	0,007	0,008	—	0,011	0,005	—
18	0,009	0,007	—	0,010	0,031	—
24	0,012	0,016	—	0,012	0,008	—
16	0,008	—	—	0,010	0,007	—
6	0,008	0,007	—	0,006	0,009	—
32	0,021	—	—	0,008	0,006	—
34	0,028	0,016	—	0,013	0,012	—
Среднее	0,013	0,013	—	0,010	0,012	—

Так, на опыте № 1 в 1936 г. В. М. Стец получил увеличение среднего содержания солей в 1,5-м толще почвы при бороздковом способе полива с 0,003% Cl′ весной до 0,006% осенью, а при поливе затоплением — соответственно с 0,009% до 0,014% Cl′. В 1937 и 1938 гг. при обоих способах полива было заметно слабое рассоление почв к осени или сохранение стабильного состояния.

В 1939 г. на территории опыта № 1 при обоих видах полива к осени содержание солей в 1,5-м слое почвы несколько увеличилось (на 0,001% Cl′) что опять-таки не обнаружило какое-либо преимущество того или иного вида поливов в смысле прямого воздействия на солевой режим.

Сопоставление же содержания Cl′ в 1,5-м слое почвы по опыту № 1 за 1935—1939 гг. по обоим видам полива приводит к выводам в пользу полива затоплением на засоленных почвах как более мощного фактора регулирования солевого режима.

Так, среднее из многих содержание Cl′ при поливе по бороздам с осени 1935 г. к осени 1939 г. уменьшилось с 0,010% до 0,008%, а при поливе затоплением — соответственно с 0,035% до 0,012%. Полив затоплением, таким

образом, за 4 года орошения вызвал уменьшение запаса солей в три раза против исходного.

На большинстве делянок с засоленными почвами, как показывают материалы В. М. Стец, поливы по бороздам за три года наблюдений привели к некоторому увеличению содержания солей в почве, в отличие от полива затоплением. Правда, это увеличение ограничивается 0,002—0,003% Cl', но если учесть, что оно касается толщи в 1,5 м и сопровождается, кроме Cl', одновременным увеличением связанных с ним катионов и, кроме того, сернокислых солей, то это увеличение надо признать существенным.

Полив же затоплением, по этим же данным, обеспечил за три года изучения динамики солей на засоленных почвах уменьшение содержания Cl' в 3—8 раз.

Очевидно, решающее преимущество полива по бороздам — рассоляющий эффект — в сравнении с поливом затоплением может проявиться лишь на почвах сравнительно мало засоленных и при достаточной удаленности грунтовых вод.

В. А. Малахов, проводивший исследования динамики Cl' в зависимости от способа полива в Шаульдере в 1935—1936 гг., установил, что полив затоплением приводит обычно к некоторому увеличению содержания легкорастворимых солей в слое 0—40 см, а полив по бороздам к концу вегетационного периода вызывает уменьшение содержания солей (табл. 91).

Таблица 91

Динамика Cl' *в засоленных почвах при разных способах полива*

Опыты	Содержание Cl в % в слое 0—40 см				Урожай в ц/га	
	Полив по бороздам		Полив затоплением		Полив по бороздам	Полив затоплением
	до поливов	в конце вегетации	до поливов	в конце вегетации		
1935 г., колхоз Талапты .	0,018	0,015	0,003	0,011	14,5	14,1
1936 г., колхоз Кзыл-Туркестан, опыт № 4 .	0,038	0,020	0,009	0,157	13,1	12,4
1936 г., опыт № 2	0,011	0,014	0,011	0,015	25,5	24,6

Примечание. Образцы почв брались в рядке.

Кроме того, урожай хлопчатника при поливе по бороздам был на 0,5—1 ц/га выше, чем при поливе затоплением. Отметим здесь, что грунтовые воды на территории наблюдений В. А. Малахова находились на глубине 2,5—3 м, а почвы отличались сравнительно невысокой засоленностью, не выше 0,8—1% в верхних 10—30 см.

Более дифференцированные исследования, проведенные бригадой ВНИИГИМ в 1935 г. на Мургабе (В. В. Спенглер), показали, что при одинаковом числе поливов (4) засоление почвы проходит интенсивнее при бо-

роздковом поливе. Однако при этом суммарная оросительная норма при поливе затоплением всегда на 1—1,2 тыс. м³/га выше, чем при бороздковом поливе, что на общем мелиоративном положении орошаемой территории отзывается в целом отрицательно. При большем же числе (5—7) бороздковых поливов на среднезасоленных почвах можно добиться прекращения засоления с бо́льшим эффектом, чем поливом затоплением

Подробно вопрос о способах полива засоленных почв с точки зрения успешности регулирования солевого режима рассмотрен в 1942 г. на материале СоюзНИХИ Б. С. Коньковым.

Данные различных опытных станций СоюзНИХИ (Каракалпакская, Пахта-Аральская, Хорезмская, Золотоордынская) позволили Б. С. Конькову сделать вывод о том, что по влиянию на солевой режим и урожай хлоп-

Таблица 92

Динамика хлоридов на засоленных почвах в зависимости от способа полива по данным СоюзНИХИ

(Cl в % в толще 0—80—100 см)

Оп. станции и год наблюдения	Сезон	По бороздам	Затоплением	Комбинированный
Каракалпакская, 1937 г.	Весна	0,169	0,215	—
	Осень	0,143	0,168	—
	% накопл.	84,6	78,1	—
Пахта-Аральская, 1937 г.	Весна	0,037	0,040	—
	Осень	0,041	0,024	—
	% накопл.	110,8	60,0	—
Хорезмская 1936 г.	Весна	0,027	0,052	—
	Осень	0,088	0,126	—
	% накопл.	326,0	247,3	—
1936 г.	Весна	0,031	0,088	—
	Осень	0,143	0,130	—
	% накопл.	264,4	147,7	—
1936 г.	Весна	0,044	—	0,018
	Осень	0,047	—	0,049
	% накопл.	106,8	—	272,2
1937 г.	Весна	0,018	0,057	—
	Осень	0,078	0,117	—
	% накопл.	433,3	205,3	—
1938 г. 0—60 см	Весна	0,197	—	0,157
	Осень	0,225	—	0,106
	% накопл.	117,2	—	67,5
Золотоордынская 1936 г.	Весна	0,005	0,009	0,004—0,006
	Осень	0,006—0,011	0,011—0,014	0,005—0,008
	% накопл.	120—220	122,2—155,6	125—133,3

чатника «комбинированный полив на средне- и сильно засоленных землях (при глубинах грунтовых вод — 1,5—2,0 м) давал заметные преимущества перед двумя другими», т. е. перед поливом по бороздам и затоплением. На почвах же незасоленных и слабозасоленных все преимущества были за бороздковым способом полива Поливы затоплением, по данным Б. С. Конькова, необходимо допускать лишь во вторую половину лета. До этого же должны применяться поливы бороздковые. По мере снижения грунтовых вод и уменьшения динамики сезонного засоления полив затоплением даже и во второй половине лета должен быть заменен только поливом по бороздам.

В табл. 92 приводятся данные СоюзНИХИ, по которым можно судить о том, что в известных границах на засоленных орошаемых почвах применение поливов затоплением как средства ослабления летнего соленакопления действительно допустимо.

В итоге рассмотрения этих сравнительно ограниченных материалов можно притти к выводу о том, что в условиях большой засоленности орошаемых почв и близости минерализованных грунтовых вод (1,5—2 м) в первые периоды после освоения их, пока почвы не рассолены и неокультурены полностью, целесообразно применять для опреснения засоленных участков и ослабления сезонного засоления во вторую половину лета местные поливы затоплением. В тех случаях, когда почвы уже в достаточной степени опреснены, а грунтовые воды находятся сравнительно глубоко (2,5—3 м и глубже), необходимо полностью отказаться от полива затоплением, перейдя исключительно к поливам по бороздам и увеличивая в случае необходимости число поливов на 1—2 для ослабления сезонного соленакопления

Этот вывод ни в какой степени не меняет общих преимуществ полива по бороздам. Известно, что полив затоплением производится нормами, превышающими водоудерживающую способность почв, влечет за собой интенсивный подъем грунтовых вод и. обесструктуривание пахотного горизонта, что в совокупности в широком смысле способствует развитию вторичного засоления орошаемых почв. Поэтому во всех ирригационных системах необходимо в качестве общеобязательного правила вести поливы по бороздам.

7. Солевой режим при профилактических поливах, аратах и промывках засоленных почв

Для засоленных почв характерно ежегодное сезонное засоление верхних почвенных горизонтов, которое в случае необратимого типа солевого режима увеличивает из года в год запас солей в почве и переводит ее в категорию солончаков, на которых культурные растения не в состоянии развиваться и производить урожай.

Многовековая практика орошаемого земледелия Средней Азии и Закавказья эмпирическим путем нашла способы регулирования солевого режима почв и методы их рассоления.

Эти методы в основном сводятся к ликвидации последствий сезонного засоления и вымыванию из верхних горизонтов почвы солей с помощью осенне-зимних поливов, зимне-весенних аратов (Закавказье), ежегодных или периодических промывок.

Выше было показано, что уже вегетационные поливы являются мощным фактором воздействия на динамику солей в почвах, способн м ослабить сезонное засоление и вызвать рассоление почв в течение вегетационного периода вопреки тенденциям естественной динамики солей.

Профилактические поливы и араты на засоленных почвах являются гораздо более мощным фактором воздействия на солевой режим почв, производящим глубокие изменения в солевом профиле почвы и позволяющим в течение очередного вегетационного периода, а иногда и на протяжении нескольких лет эффективно использовать засоленные почвы для возделывания сельскохозяйственных культур.

Если вегетационные поливы воздействуют на динамику солей почвы в летний период в разгаре максимального испарения, когда естественная тенденция сезонного засоления почв выражена особенно сильно, то профилактические поливы, араты и промывки производятся осенью и зимой, когда в засоленных почвах господствуют естественные процессы сезонного рассоления почв.

Суммируясь с естественным сезонным рассолением, воздействие промывок, профилактических поливов и аратов в этот период оказывается особенно эффективным, во много раз усливая сезонное рассоление.

Задачи профилактических поливов, аратов и промывок различны в смысле воздействия их на солевой режим засоленных почв. Профилактические поливы имеют целью усилить процесс сезонного рассоления почвы, ликвидировать последствия летне-сезонного засоления и добиться полной обратимости годовой динамики солей в засоленных почвах. Поэтому количество воды, подаваемой на поле при проведении профилактического полива, не должно превышать 1 500—2 000 м³/га, так как это количество воды обеспечивает достаточное рассоление корнеобитаемых горизонтов почвы, не поднимая высоко уровень грунтовых вод и позволяя успешно всходить и вегетировать основным сельскохозяйственным растениям.

Ежегодные араты в Кура-Араксинской низменности производятся также в осенне-зимне-весенний влажный период нормами воды до 3 000 м³/га, и их задачей также является уничтожить последствия сезонного засоления, рассолить почву к началу вегетации сельскохозяйственных растений и этим обеспечить их успешное развитие.

Задачи промывок значительно более серьезны — добиться коренного рассоления солончаковых почв с тем, чтобы создать возможности для возделывания сельскохозяйственных растений в течение длительного промежутка времени. Поэтому промывки производятся значительно более высокими нормами воды — до 5 000 — 10 000 м³/га. Во многих районах Средней Азии (Бухара, Фергана, Хорезм) промывки производятся на орошаемых засоленных почвах ежегодно как единственное средство вызвать временное рассоление почвы к началу вегетационного периода и этим пу-

тем добиться возможности получения урожая. В таких случаях значение промывок совпадает с значением профилактических поливов и аратов.

Иногда промывки производятся повторно, два-три года подряд, с целью закрепить эффект каждой предшествующей промывки, поскольку вследствие высокой засоленности почв и грунтовых вод однократная промывка оказывается недостаточной для полного рассоления почвы.

Промывки засоленных почв на фоне дренажа имеют задачей коренную мелиорацию и рассоление их навсегда.

Наконец, особой разновидностью промывок является культура риса — «летние промывки», которая благодаря исключительно высоким нормам необходимой для орошения риса воды и затоплению почв в течение вегетационного периода оказывает глубокое воздействие на солевой режим почв, вызывая их интенсивное рассоление.

Характер солевого режима почв во всех этих случаях складывается по-своему. Рассмотрим особенности солевого режима почв отдельно в каждом из этих случаев.

а) Солевой режим засоленных почв при профилактических поливах и аратах

Воздействие профилактических поливов на солевой режим засоленных почв детально исследовалось В. М. Стец на опытно-мелиоративной станции в Золотой Орде (Голодная Степь). В итоге своих исследований В. М. Стец пришел к выводу, что профилактические поливы являются единственной эффективной мерой борьбы с накоплением солей на поверхности засоленных орошаемых почв. Возможность осуществления профилактических поливов на сильнозасоленных почвах с близкими минерализованными грунтовыми водами требует работающей коллекторносбросной и дренажной сети для отвода грунтовых вод или сравнительно невысокого коэффициента земельного использования (30—50%).

Из многочисленных опытов В. М. Стец мы рассмотрим опыт № 5, проводившийся в течение 1935 — 1939 гг. на пятом и шестом междренья территории опытной станции, занятом солончаками. Поле подверглось в 1935 г. капитальной горизонтальной планировке и после промывки нормой воды 9 500 м³/га было занято с весны 1936 г. под хлопчатник, который и возделывался на этом поле на протяжении 4 лет. Исследователю удалось на этом солончаковом массиве получать за данный период урожай хлопчатника 35,9—44—47 ц/га.

Грунтовые воды на территории опыта залегали на глубине 1,5 м, опускаясь у дрены до глубины 2,2 м. Почвы были представлены тяжелосуглинистыми и глинистыми сильнозасоленными гипсоносными солончаками. Степень засоленности почв варьировала по микрорельефу.

До промывки 1 сентября 1935 г. почвы 5—6-го междренья характеризовались высокой степенью засоленности, порядка 0,4—0,7% Cl′ в пахотном горизонте (0—20 см). Глубже на 20—150 см, судя по многочисленным скважинам, преобладала засоленность в пределах 0,10—0,16% Cl′. Глубже 150 см вплоть до грунтовых вод засоленность выражалась величинами 0,05—0,09% Cl′. Грунтовые воды имели минерализацию 1,9—3,6 г/л. После

промывки к 12 марта 1936 г. степень засоленности почвы и характер распределения легкорастворимых солей коренным образом изменились (табл. 93).

В верхней 1-м толще среднее содержание Cl′ было не выше 0,019%, причем в пахотном горизонте в ряде точек вблизи дрен содержание Cl′ упало до 0,005%.

Наибольший эффект, как это характерно для дренированных территорий, промывка дала на участках, прилегающих к дренам, где выделялась полоса очень сильного рассоления, характеризующегося до глубины 150 см содержанием Cl′ 0,003—0,008%.

Таблица 93

Динамика Cl в почве (в %) на хлопковом поле 5—6-го междренья за 1936—1939 гг.

(Золотая Орда; по данным В. М. Стец — среднее для междренья)

Горизонты	Содержание Cl′ в почве в %						
	До промывки 1.IX.35	После промывки 12.III.36	После вегет. поливов 5.X.36	Разница	После проф. полива 20.IV.37	После вегет. поливов 29.X.37	Разница
0— 20	0,4—0 7	0,016	0,019	+0,003	0,011	0,015	+0,004
20— 40		0,014	0,020	+0,006	0,013	0,012	—0,001
40— 60	0,1—0,16	0,016	0,020	+0,004	0,010	0,011	+0,011
60— 80		0,019	0,024	+0,005	0,014	0,012	—0,002
80—100		—	—	—	0,013	0,011	—0,002
0—100		0,017	0,021	+0,004	0,012	0,012	+0.000
130—150	0,05—0,09	0,025	0,029	+0,004	0,026	0,010	—0 016
180—200		0,042	0,032	—0,010	0,029	0,012	—0,017
100—200		0,033	0,028	—0,005	0,023	0,011	—0,012
0—200	—	0 025	0,025	0,000	0,018	0,011	—0 007

Горизонты	Содержание Cl′ в почве в %						
	До промывки 1.IX.35	Без профилактич. полива 7.IV.38	После вегет. поливов 14.XI.38	Разница	После профилактич. полива 25.V.39	После вегет. поливов 3.XII.39	Разница
0— 20	0,4—0,7	0,016	0,018	+0,002	0,005	0,009	+0,004
20— 40		0,012	0,019	+0.007	0,006	0,016	+0,010
40— 60		0,013	0,024	+0,011	0,008	0,017	+0,009
60— 80	0,1—0,16	0,015	0,021	+0,006	0,011	0,019	+0,008
80—100		0,015	0,024	+0,009	0,017	0,019	+0,002
0—100		0,014	0,021	+0,007	0,009	0,016	+0,007
130—150		0,015	0,036	+0,021	0,021	0,026	+0,005
180—200		0,015	0,040	+0,025	—	0,025	—
100—200	0,05—0,09	0,015	0,033	+0,018	—	0,023	—
0—200		0,014	0,027	+0,013	—	0,020	—

Центральная часть междренья была промыта несколько меньше, и содержание Cl′ в верхних 150 см варьировало в пределах 0,015—0,080%. Минерализация грунтовых вод сильно уменьшилась за счет наслоения промывных вод, и содержание Cl′ в них составляло 0,3—1,9 г/л.

В течение вегетационного периода 1936 г. участку было дано 5 поливов. Однако это не смогло остановить сезонное засоление почв междренья, особенно в его центральных частях, где содержание Cl′ в 1-м толще почвы варьировало к 5 октября 1936 г. в пределах 0,01—0,08% Cl′.

В пахотном горизонте центральной части междренья содержание Cl′ достигло 0,04—0,07% Cl′. Прилегающие к дренам участки поля испытывали меньшее сезонное засоление. В среднем для почв междренья содержание Cl в толще 0—100 см с 0,017% после промывки поднялось в конце вегетационного периода до 0,021% (табл. 93).

Зимой 1936/37 г. был дан профилактический полив нормой воды 3500 м/га³. Этого количества воды оказалось достаточно для того, чтобы вызвать вновь сильное опреснение верхней 1-м толщи почвы, содержание Cl′ в которой уменьшилось до 0,012%. Прилегающие к дренам участки попрежнему имели Cl′ не выше 0,007—0,009%.

Грунтовые воды в мае 1937 г. оказались в 1,5—2 раза более минерализованными, чем в марте 1936 г. после промывки.

В течение вегетационного периода 1937 г. засоленность почв междренья не только не увеличилась, но, наоборот, по всему профилю 0—200 см в среднем уменьшилась с 0,018% Cl′ до 0,011%. Разница между степенью засоленности почв центрального участка междренья и участков, прилегающих к дренам, попрежнему сохранилась. Обязано это было тому, что, в отличие от 1936 г., когда было дано 5 поливов, в течение вегетационного периода 1937 г. было дано 7 поливов увеличенными нормами, с сознательной целью обеспечить в почве преобладание нисходящих токов над восходящими.

Подобное сильное опреснение почв междренья позволило в зиму 1937/38 г. не давать профилактического полива. Это, однако, не прошло бесследно для степени засоленности почв, и к 7 апреля 1938 г. во всей толще почвы до 2 м произошло некоторое, хотя и небольшое, увеличение степени засоленности (до 0,014% Cl′ на толщу 0—200 см в среднем), главным образом, в центральных частях междренья, где содержание Cl′ повысилось до 0,019—0,026—0,032%. Минерализация же грунтовых вод, очевидно, в результате интенсивных поливов в течение 1937 г. оказалась очень сниженной — не более 0,6 г/л Cl′, причем на участках, прилегающих к дренам, сумма солей упала до 0,08—0,28 г л Cl′.

В течение вегетационного периода 1938 г., несмотря на то, что почве было дано 9 поливов суммарной оросительной нормой 12 726 м/га³, наметилось некоторое дальнейшее увеличение стечени засоленности почвы междренья (в среднем до 0,027% Cl′).

К 14 ноября 1938 г. в центральной и в особенности в части, прилегающей к дрене № 6, засоленность почвы увеличилась в 2-м толще до величин 0,04—0,07% Cl′. Одновременно часть, прилегающая к дрене № 5, уменьшила свою засоленность.

Это увеличение засоленности почв междренья потребовало уже проведения профилактического полива зимой 1938 39 г. нормой воды 2 730 м³/га, что позволило к 25 мая 1939 г. вновь опреснить 1-м толщу почвы до величин 0,005—0,017% Cl′.

Однако вегетационный период 1939 г. также сопровождался в результате летне-осеннего сезонного засоления увеличением содержания Cl′ на центральной и прилегающей к дрене № 6 части междренья, где содержание Cl′ вновь поднялось в 1-м толще до величин 0,014—0,048%.

Анализ этого чрезвычайно интересного материала приводит нас вновь к выводам, формулировавшимся ранее. При близких минерализованных грунтовых водах (1,5 м), даже несмотря на существование и работу дрен, заложенных на глубину 2—2,2 м, в условиях Голодной Степи в течение лета и осени, несмотря на тщательные и довольно обильные и многочисленные вегетационные поливы хлопчатника, проводимые по горизонтально спланированной поверхности, ежегодно происходит в большей или меньшей степени сезонное засоление почвы, в особенности на центральной части междренья. При этом рассоляющее влияние промывки, произведенное в 1935 г. нормой воды около 10 000 м³/га, хотя и сохранилось благодаря интенсивным вегетационным поливам, но без профилактических ежегодных зимних поливов не могло закрепиться.

Сопоставляя среднее содержание Cl′ в 1 и 2-м толщах почвы междренья за период после промывки — с марта 1936 г. по декабрь 1939 г., — можно видеть, что благодаря профилактическим поливам солевой режим почв протекал по типу сезонно-обратимого и признаков реставрации засоленности промытой почвы не было (табл. 93).

Однако ход сезонной динамики солей и ежегодное сезонное засоление к осени, несмотря на интенсивное орошение, свидетельствует о том, что при близких минерализованных грунтовых водах без применения профилактических поливов солевой режим протекал бы по типу сезонно необратимого засоления с ежегодным увеличением запаса легкорастворимых солей.

Исследования влияния профилактических поливов на солевой режим засоленных орошаемых почв были проведены в течение ряда лет сетью опытных станций СоюзНИХИ (Б. С. Коньков, 1942). Этими данными установлено, что на орошаемых средне- и сильнозасоленных почвах Ферганы, Голодной Степи и Хорезма, содержащих в 1-м слое почвы к осени около 0,7—1,0% легкорастворимых солей, проведение профилактических поливов нормой 2000—3000 м³/га даже при слабой дренированности территории позволяет снизить к периоду посева хлопчатника содержание всех солей на 20—30%. Наибольшее опреснение достигается в пахотном и подпахотном горизонтах, где количество хлористых солей уменьшается на 40—50%. Эта мера позволяет получить прирост урожая хлопка-сырца на засоленных почвах на 3—5 ц/га в сравнении с участками, не получавшими профилактических поливов.

В орошаемых районах Кура-Араксинской низменности профилактические поливы применяются издавна под названием зимних или весенних аратов. Араты производятся нормами воды 2 500—3 000 м³ га, а иногда и до

4 000 м³/га, что объясняется большей степенью засоленности и более тяжелым механическим составом засоленных почв Азербайджана.

Как показывают наблюдения ряда исследователей в Кура-Араксинской низменности (Н А. Беседнов, М. В. Курушин, А. А. Шошин и др.), рассоляющее влияние арата обеспечивает лишь один вегетационный период, так как сезонное засоление к осени вновь восстанавливает засоленность почв и вызывает потребность в новом рассолении их для нового вегетационного периода.

По наблюдениям В. Р. Волобуева, наиболее интенсивное сезонное соленакопление имеет место, начиная с глубин грунтовых вод 1—2 м. Территории с подобной глубиной грунтовых вод в Кура-Араксинской низменности распространены довольно широко. Но и при залегании грунтовых вод на глубине 1,5—3 м в почвах наблюдается отчетливое соленакопление к осени, требующее применения арата с целью опреснения.

Сезонная динамика солей, по данным Волобуева, в почвах Кура-Араксинской низменности этого типа сосредоточена главным образом в верхних 0—40 см и в особенности в верхних 0—5 см. В более глубоких горизонтах сезонные колебания содержания солей ослаблены В слое 0 5 см обычно на сильнозасоленных орошаемых почвах содержание солей колеблется от 0,2— 0,4% весной до 3—4% к осени, т. е. с коэффициентом САС в среднем около 10.

Рассоляющее влияние арата, как показывают исследования солевого режима в Муганской степи, быстро сглаживается в мае и июне, сменяясь интенсивно развивающимся сезонным засолением. Поэтому возможность

Таблица 94

Солевой режим под влиянием арата и поливов в легкосуглинистой почве в условиях слабой дренированности

(Муганская степь; плотн. остаток в %)

Глубина в см	9.IV	23 V	18.VI	24.VI	16.VII	23.VII	6.VIII	21.VIII
0— 5	0,41	0,10	0,38	0,21	0,46	0,28	0,24	0,30
5— 10	0,90	0,10	0,26	0,43	0,36	0,28	0,38	0,30
10— 15	1,00	0,12	0,36	0,43	0,36	0,32	0,88	0,46
15— 20	0,65	0,13	0,34	0,42	0,53	0,72	0,94	0,72
20— 25	0,90	0,14	0,52	0,71	0,80	0,92	0,68	1,08
25— 30	0,90	0,13	0,91	0,72	0,74	1,92	1,22	0,98
30— 40	1,10	0,15	0,82	1,72	0,66	0,52	1,40	1,30
40— 60	1 66	0,20	1,09	1,53	1,54	1,06	1,28	1,00
60— 80	1,80	0,20	0,80	1,40	1,72	1,20	1.56	0,88
80—100	1,90	0,30	0,92	1,27	1,48	1,35	1.40	1,08

Грунтовая вода на глубине 140—150 см, минерализация 2,5—5 г/л

Поливы: арат — 2 000 м³/га — 12 IV
I — 1 000 » — 20 V
II — 1 000 » — 19.VII
III — 1 000 » — 16.VIII

нормальной вегетации сельскохозяйственных растений поддерживается после арата 2—3 вегетационными поливами. Этих поливов совершенно недостаточно для того, чтобы сохранить рассоленность почвы до конца вегетационного периода. В итоге осенью засоленность почвы, несмотря на аграты и поливы, оказывается вновь очень высокой.

В табл. 94, 95 приводятся данные о солевом режиме засоленных почв Муганской степи на фоне влияния весеннего арата и трех вегетационных поливов (М. В. Курушин).

Легкосуглинистая засоленная почва в марте—апреле носила явные черты сезонного рассоления, обязанного зимне-весеннему влажному периоду. Максимум содержания солей под влиянием нисходящих растворов был смещен до грунтовых вод (140 см). Однако, верхние корнеобитаемые горизонты, в частности, пахотный горизонт почвы, содержали еще достаточно большое количество солей, которые несомненно не могли бы допустить нормальные всходы и развитие хлопчатника (0,4—0,9 %).

Весенний арат на легкосуглинистой почве был проведен 12 апреля нормой 2000 м³/га, причем его воздействие было закреплено поливом 20 мая нормой 1000 м³/га. В итоге к 23 мая благодаря суммированному влиянию арата и одного полива засоленность почвы по всему профилю резко уменьшилась и даже в самых глубоких горизонтах над грунтовой водой не поднималась выше 0,3%. В пахотном же горизонте сумма солей составляла 0,1—0,13%.

Таблица 95

Солевой режим под влиянием арата и поливов в среднесуглинистой почве в бездренажных условиях

(Муганская степь; плотн. остаток в %)

Глубина в см	26.III	27.V	17.VI	3.VII	12.VII	18.VII	5.VIII	3.X
0— 20	1,14	0,45	0,75	0,98	0,45	0,72	0,54	1,04
20— 40	1,12	0,40	0,64	0,66	0,50	0,56	0,72	0,31
40— 60	1,17	0,38	0,78	0,72	0,52	0,94	0,30	0,88
60— 80	1,30	0,38	0,90	0,90	0,56	0,62	0 25	0,76
80—100	1,27	0,36	0,70	0,88	0,54	0,68	0,20	0,50
100—120	1,32	0,36	0,69	0,57	0,34	0,48	0,22	0,60
120—140	1,24	—	0,72	0,36	0,63	0,40	0,55	0,36
140—160	1,28	—	0,44	0,23	0,38	0,26	0,24	0,18
160—180	1,42	—	0,45	—	0,26	0,22	—	0,34
180—200	—	—	0,33	—	—	0,32	—	0,26
200—220	—	—	0,45	—	—	—	—	0,39

Грунтовая вода на глубине 1,5—2 м, минерализация 5—12 г/л

Поливы: арат — 1600 м³/га — 4.IV
I — 800 » —12.VI
II — 500 » — 4.VII
III — 550 » —25.VII

На более тяжелой и более засоленной почве (табл. 95) весенний арат был дан 4 апреля нормой 1600 м³/га. Так как механический состав этой

почвы был значительно тяжелее, то и опресняющее влияние арата было несколько меньшим Все же степень засоленности почвы на глубину до 120 см в конце мая выражалась величинами 0,36—0,45%, т. е. и здесь рассоление было очень большим, так как содержание солей уменьшилось в 4 раза.

На этих двух примерах можно видеть, что рассоляющее влияние аратов достигает очень больших размеров и действительно является важнейшим фактором регулирования солевого режима засоленных почв и условием возможности использования их в сельском хозяйстве.

В последующее за аратами и первыми поливами время сезонная динамика легкорастворимых солей в обеих почвах была направлена в сторону постепенного накопления солей и восстановления засоленности, бывшей до арата. Правда, каждый из вегетационных поливов замедлял процесс сезонного засоления и вызывал новое частичное опреснение пахотного горизонта на некоторый период. Однако общего направления динамики солей поливы не могли остановить.

Так, в легкой почве (табл. 94) в июне и июле высокое содержание солей (0,7—1,7%) распространилось снизу уже до горизонтов 25—100 см, где после арата и первого полива сумма солей была не выше 0,3%. В июле и августе интенсивное соленакопление до степени 0,7—0,88% распространилось снизу уже до горизонта 10—15 и 15—20 см. Одновременно нарастала степень засоленности и самых верхних горизонтов почв — 0—5, 5—10 см, в которых сумма солей в течение июня, июля и августа колебалась в пределах 0,24—0,43%, опускаясь несколько после поливов

Та же картина наблюдается на участке с более тяжелой почвой (табл 95). Поскольку, однако, здесь минерализация грунтовых вод несколько выше 5—12 г/л и общая степень засоленности почв также выше, постольку и динамика сезонного засоления и восстановление степени засоленности после весеннего арата протекают также энергичнее

В межполивные периоды июня, июля и августа в корнеобитаемой зоне почвы (0—80 см) засоленность почвы поднялась с 0,38—0,45%, бывших после арата, в среднем до 0,7—0,9%. В октябре содержание солей в слое 0—20 см поднялось даже до 1,04% Таким образом, хотя после поливов имело место известное опреснение почв, общая тенденция сезонного засоления не прерывалась

Наблюдения Муганской опытной станции (М. В Курушин) установили большую зависимость солевого режима засоленных почв после арата от физического состояния пахотного горизонта Рыхление, систематическое и тщательное кетменевание пахотного горизонта на глубину 10—20 см способствуют сильному замедлению сезонного засоления и закреплению рассоляющего влияния арата и вегетационных поливов. Это хорошо иллюстрируется обстоятельными опытами Муганской станции, проводившей изучение динамики влажности и солей на почвах, подвергавшихся систематическому кетменеванию на 10—20 см, а также на почвах, мульчированных слоем соломы в 15 см и термогеном на фоне культуры хлопчатника и черного пара. Не говоря о том, что тепловой режим и динамика влажности в почвах, мульчированных соломой и термогеном, были менее благо-

приятными для развития хлопчатника, чем в почвах, подвергшихся простому рыхлению, оказалось, что за время вегетационного периода процесс сезонного засоления в мульчированных почвах протекал энергичнее, чем в почвах, подвергшихся рыхлению (табл. 96).

Таблица 96

Влияние мульчи и обработки почв на динамику солей

(плотн. остаток в % в слое 0—100 см)

Обработка, мульча	9.IV	23.V	18.VI	24.VI	16.VIII	23.VIII	6.VIII	21.VIII
Кетменевание 10 см, пар	1,39	0 42	0,73	0,52	0,53	0,40	0,76	0,35
То же 20 см . . .	1,38	0,60	0,50	0,51	0,47	0,46	0,50	0,52
Солом. мульча . .	1,39	—	0,67	0,60	0,51	0,64	0,36	0,60
Термоген » . .	1,17	0,68	0,74	0,67	0,68	0,74	0,70	0,50

Арат и поливы	12.IV 2 000 м³/га	20.VI 1 000 м³/га	19.VII 1 000 м³/га	16.VIII 1 000 м³/га

Весенний арат, данный 12 апреля нормой 2000 м³/га, уменьшил запас солей в 1-м толще почвы в 2—3 раза, с 1,17—1,39% до 0,42—0,68. В конце августа в 1-м толще почвы, покрытой соломой и термогеном, содержание солей выражалось величиной 0,5—0,6%, в почве же, кетменевавшейся на глубину 10 см, содержание солей было всего лишь 0,35%.

Напомним здесь, что в районах большого распространения засоленных почв тщательное и систематическое рыхление пахотного горизонта в межполивной период, задерживающее процессы сезонного засоления почвы, является важнейшим методом получения высокого урожая хлопчатника

В итоге рассмотрения особенностей солевого режима под влиянием профилактических поливов и аратов, можно притти к следующим выводам.

Профилактические поливы и араты являются мощным фактором воздействия и регулирования солевого режима тех почв, солевой режим которых без применения этих приемов направлен в сторону сезонно-необратимого прогрессивного засоления. Воздействие профилактических поливов и аратов приводит к изменению сезонно-необратимого типа солевого режима в тип сезонно-обратимый, что достигается суммированным влиянием естественного зимне-весеннего рассоления под влиянием атмосферных осадков и рассоления под влиянием профилактического полива и арата.

Рассоляющее влияние профилактических поливов и аратов распространяется на толщу почвы не менее 1,5—2 м вплоть до грунтовых вод. Однако максимальный рассоляющий эффект их в наибольшей степени сказывается в корнеобитаемой зоне почвы (0—80 см) и особенно в пахотном горизонте. Рассоляющий эффект профилактических поливов и аратов необходимо закреплять тщательно проводимыми вегетационными поливами и высококачественной глубокой обработкой почв, с помощью чего можно добиваться дальнейшего опреснения и улучшения ранее засоленных почв

Норма воды, необходимая для поддержания благоприятного солевого режима на средне- и сильнозасоленных почвах, в зависимости от степени засоленности и механического состава, по данным СоюзНИХИ и АзНИХИ, колеблется для профилактических поливов и аратов в следующих пределах:

	Среднезасоленные	Сильнозасоленные
Почвы легкого мехсостава . . .	1 500—2 000 м³/га	2 000—2 500 м³/га
Почвы тяжелого мехсостава . .	2 000—2 500 »	2 500—3 000 «

Применение для этих же целей более высоких норм не дает дополнительного эффекта или даже, в условиях плохой дренированности, будет способствовать избыточному подъему грунтовых вод. По мере опреснения почв и грунтовых вод надобность в профилактических поливах на ранее засоленных почвах уменьшается. Их следует применять лишь при особой необходимости, когда агротехнических мер, вегетационных поливов и зимних атмосферных осадков недостаточно для предохранения почв от сезонного засоления и для получения высоких устойчивых урожаев.

б) Солевой режим почв при культуре риса

Выше показано, что профилактические поливы и араты, вызывая сильное рассоление почвенного профиля, обеспечивают нормальную вегетацию сельскохозяйственных растений, но положительный эффект аратов и профилактических поливов в бездренажных условиях на сильнозасоленных почвах ограничивается одним-двумя годами, требуя повторения.

Несравненно более мощное воздействие на запас и динамику солей в засоленных почвах оказывает культура риса, требующая, как известно, огромных количеств оросительной воды — до 30 000—40 000 м³/га. Культуру риса можно с этой точки зрения рассматривать как летнюю разновидность промывок засоленных почв (летние промывки).

Рассоление почв с помощью культуры риса представляет значительный интерес, так как дает возможность освоить почвы максимально высоких степеней засоления (корковые, пухлые солончаки) и получить в первый же год высокую продукцию. Кроме того, засоленные земли, прошедшие через культуру риса, могут с успехом в последующем использоваться под другие сельскохозяйственные культуры, оставаясь при условии высокой агротехники и правильного орошения незасоленными.

В случаях большего преобладания в составе засоленных почв сернокислого натрия необходимость рассоления и освоения их путем предварительной культуры риса диктуется также и тем, что зимняя промывка, проводящаяся при низких температурах воздуха и почвы, дает обычно ничтожное вымывание Na_2SO_4, который в форме мирабилита выпадает из раствора в твердую фазу почвы, не выщелачиваясь из нее при промывке. Летом это явление отсутствует, и поэтому общий эффект рассоляющего влияния культуры риса на почвах сульфатного засоления оказывается несравненно более высоким, чем от зимних промывок. Однако использование культуры риса для рассоления и освоения солончаковых земель требует большой осторожности и тщательного учета условий местности. Во многих

случаях неправильное использование культуры риса для рассоления почв, особенно среди орошаемых освоенных массивов, приводит к отрицательным результатам (заболачивание, засоление).

Как будет видно из рассмотрения ряда конкретных примеров, летняя промывка солончаков с помощью культуры риса вызывает рассоление почвы на всю толщу до глубины грунтовых вод. Кроме того, под влиянием культуры риса на фоне дренажа происходит сильное уменьшение минерализации грунтовых вод (в 5—8 раз), что обязано разбавлению и замещению их оросительными фильтрационными водами, оттесняющими грунтовые воды вниз в стороны (табл. 97).

Таблица 97

Изменение засоленности почв и минерализации грунтовых вод под влиянием культуры риса

(Золотая Орда, уч. № 3. дрениров. 1-м дреной; В. М. Стец)

Способ орош. и норма	Слои почвы								Грунт, вода, илот. ост. г/л	
	0—100 см				100—200 см					
	Плотн. ост. %		Cl %		Плотн. ост. %		Cl %			
	до	после	до	после	до	после	до	после	до	после
Непрер.										
51 000 м³/га . . .	3,2	1,2	0,7	0,013	1,8	0,7	0,4	0,015	44,8	5,6
45 000 » . . .	2,7	1,4	0,5	0,009	1,7	0,6	0,3	0,012	33,5	4,3
39 000 » . . .	2,8	1,1	0,5	0,007	1,7	0,6	0,4	0,009	39,5	6,8
Прерыв. 10/10										
29 500 м³/га . . .	3,1	1,3	0,7	0,020	2,1	1,5	0,3	0,016	38,1	23,8
10/5										
22 500 » . . .	3,0	1,4	0,6	0,025	1,8	1,1	0,3	0,053	29,1	13,2

Как следует из данных табл. 97, даже при мелких дренах (1 м) под воздействием больших количеств оросительной воды содержание солей в 2-м толще почвы после культуры риса уменьшается в 2—3 раза по плотному остатку и в 40—60 раз по Cl'.

Однако на территориях, прилегающих к полям риса и испытывающих влияние больших количеств оросительной воды, в течение вегетационного периода происходит интенсивный подъем грунтовых вод на расстояние до 100—150 м. Это и приводит часто к заболачиванию, а в случае высокоминерализованных грунтовых вод здесь развивается интенсивное вторичное засоление.

Поэтому суммарная эффективность промывания солей при культуре риса на засоленных почвах, а также и продолжительность последействия рассоления зависят в прямой степени от условий дренированности территории, близости и минерализованности грунтовых вод и от вида и режима орошения последующих культур.

Рассмотрим несколько примеров солевого режима почв, находящихся под культурой риса и после нее, в различных условиях.

Значение культур освоителей. Опыт закладывался в 1938 г. в Голодной Степи в районе Шур-узякской впадины в 250 м от ру-

сла коллектора Шур-Узяк на территории опытной станции Золотая Орда (материалы В. М. Стец). Почвы участка были представлены тяжелыми солончаками и сильнозасоленными почвами, имеющими грунтовые воды на глубине 1,5 м. Участок можно рассматривать как слабодренированный благодаря близости русла Шур-Узякского коллектора.

Промывка почвы с помощью культуры риса была проведена летом 1937 г. Как показывают данные табл. 98, промывающее влияние оросительной воды сказалось на всю корнеобитаемую толщу, так как 11 ноября 1937 г. в 1,5-м слое почвы содержание Cl′ выражалось величинами 0,003—0,015%, т. е. такими величинами, когда хлориды уже не оказывают токсического действия (В. М. Стец).

Таблица 98

Солевой режим солончака после культуры риса

(по данным СоюзНИХИ. Золотая Орда; % Cl в корнеобитаемых горизонтах)

После риса, 1937 г., осень	1938 г.			1939 г.	
	Весна		Осень	Весна	Осень
	Люцерна	Хлопчатн.	Хлопчатн.	Люцерна	Люцерна
0,003—0,015	0,4—0,2	0,015—0,018	0,025—0,015	0,008—0,001	0,006—0,008

В 1937 г. часть промытой культурой риса территории была засеяна люцерной, а часть хлопчатником. Недостаточная дренированность территории быстро сказалась на восстановлении степени засоленности почвы и на состоянии культуры люцерны. Несмотря на то, что всходы люцерны в первый период были достаточно дружными и густыми, в апреле 1938 г. они начали подсыхать, угнетаться и гибнуть. К 10 апреля 1938 г. содержание Cl′ в почве в пахотном горизонте поднялось до 0,4%, а в 2-м толще в среднем до 0,2%, что и явилось причиной гибели люцерны.

На участке, отведенном под хлопчатник, благодаря регулярно проводимым механическим обработкам пахотного горизонта (вспашка, чизелевание, кетменевание) величина испарения почвенно-грунтовых вод была в значительной степени снижена, что повлекло за собой и сохранение рассоленности почвы. В апреле 1938 г. перед посевом хлопчатника среднее содержание Cl в корнеобитаемой толще почвы лишь немногим превышало содержание его после культуры риса (0,018% вместо 0,012%).

Здесь еще раз со всей убедительностью показано значение в регулировании солевого режима культурных почв механической обработки пахотного горизонта и его структурного состояния.

На участке, засеянном люцерной, обработки и постоянного рыхления пахотного горизонта, естественно, не было. Это привело к его уплотнению и к усилению капиллярной связи с нижележащими горизонтами и способствовало интенсивному испарению почвенно-грунтовых вод с накоплением солей в почве.

За время вегетации хлопчатника, опять-таки благодаря поддержанию рыхлого состояния пахотного горизонта почвы и благодаря поливам, се-

зонное засоление проявилось сравнительно мало. Однако содержание Cl′ в корнеобитаемой толще почвы поднялось с 0,015% до 0,025%. Наибольшее количество Cl′ при этом скопилось в верхних 2[illegible] см почвы — до 0,028%.

В августе 1938 г. в растущий хлопчатник была посеяна люцерна, которая отросла к зиме до 20 см высоты. Зимой 1938/39 г. с целью добиться дальнейшего опреснения почвы был дан профилактический полив нормой воды 2 000 м³ га, что повлекло за собой к апрелю 1939 г. дальнейшее уменьшение засоленности почв до содержания Cl′ 0,008—0,001% в корнеобитаемой толще.

Под покровом люцерны, имевшей возможность хорошо развиваться в течение 1939 г. на рассоленной почве, к осени 1939 г. наметилось дальнейшее уменьшение степени засоленности почвы. Содержание Cl′ в верхних горизонтах почвы снизилось до 0,006%, а в 1-м толще почвы до 0 008% (табл. 98).

В. М. Стец на основании результатов опыта приходит к выводу о том, что освоение сильнозасоленных солончаковых перелогов должно проводиться после культуры риса не люцерной, а пропашными культурами, позволяющими поддерживать пахотный горизонт в рыхлом состоянии, с последующим подсевом люцерны в растущий хлопчатник.

Рассмотренный пример динамики хлоридов в почве под влиянием культуры риса и в последующем под влиянием культуры освоителей является примером сезонно-необратимого солевого режима, направленного в сторону рассоления.

Значение условий дренированности. Рассоляющее влияние культуры риса и устойчивость этой рассоленности находится в большой зависимости от условий дренированности территории, глубины залегания грунтовых вод и их оттока. Чем менее дренирована территория и чем слабее выражен отток грунтовых вод, тем быстрее наступает восстановление засоленности почв, промытых под влиянием культуры риса

Интересный пример значения условий дренированности территории в закреплении последействия культуры риса можно найти в работах Золотоордынской опытно-мелиоративной станции (материалы В. М. Стец).

Опытный участок был расположен недалеко от коллектора № 1 дренажной сети. Почвы участка представлены различного рода гипсоносными солончаками среднего и тяжелого механического состава. Содержание легкорастворимых солей по профилю выражается величиной 1,3—1,7% (в том числе Cl′ —0,03—0,08%), поднимаясь в верхних 0—2 см до 9,6% (в том числе Cl′ 0,12%).

Грунтовые воды на участке благодаря близости коллектора залегали на глубине 2,2—2,5 м.

Опыт с культурой риса был заложен в 1935 г. и продолжался до 1939 г. включительно. Наблюдательные участки, на которых изучался солевой режим, были расположены на различном расстоянии от коллектора, являющегося основной дреной для поля: участок № 1—в 30 м, участок № 2 — в 65 м, и участок № 3 — в 110 м

Таблица 99

Динамика содержания солей в % в засоленных почвах участка близ коллектора № 1

(по материалам опытной станции в Золотой Орде)

Горизонт	1935 г.		1935 г.	1938 г.	1939 г.
	Исходн. содержание солей		После риса	После свеклы уч. № 1 и № 2	После свеклы уч. № 3
	плотн. ост.	Cl	Cl	Cl	
Поверхн.	9,6	0,12	0,002—0,003	0,016—0,024	0,03
Пахотн.	1,7	0,08			
Корнеобит.	1,3	0,03			
Грунт. вода г/л . .	—	0,36	—	—	—

Табл. 99 показывает изменения в содержании легкорастворимых солей в почвах в результате культуры риса и через 4 года после него.

Независимо от положения по отношению к коллектору все три наблюдательных участка оказались после культуры риса промытыми в одинаковой степени сильно, и содержание Cl′ в 2-м толще почвы всюду после культуры риса было равно 0,002 — 0,003%. Культура риса потребила при этом за вегетационный период 1935 г. около 48 000 м³/га воды.

В последующие три года солевой режим на промытых почвах проходил по типу сезонно-необратимого прогрессивного засоления, и количество солей в почвах возрастало из года в год. Участки были заняты после риса в 1936 г. хлопчатником, а в 1937, 1938 и 1939 гг. — кормовой свеклой. Участок № 3, расположенный в 110 м от коллектора, к осени 1936 г. оказался столь же и даже более засоленным, чем он был до культуры риса в 1935 г. На участках же, расположенных ближе к коллектору (30—65 м), процесс восстановления засоленности почвы протекал медленнее.

Однако и здесь участок № 2, расположенный в 65 м от коллектора, засолялся быстрее и в большей степени, чем самый близкий к коллектору участок № 1.

В 1938 г. осенью на участках № 1 и № 2 содержание Cl′ в 1-м толще почвы достигло уже предела начала токсичности — 0,016—0,024% вместо бывших после окончания культуры риса 0,002—0,003% Cl′.

Процесс восстановления засоленности промытых при культуре риса почв зимой 1938/39 г. на участках № 1 и № 2 был остановлен профилактическим поливом нормой воды 3 000—3 500 м³ га. На участке № 3, где восстановление засоленности шло особенно быстро, профилактический полив был дан зимой 1936/37 г.

Однако на всех трех участках и в особенности на участке № 3, наиболее удаленном от коллектора, и после этого была резко выражена тенденция восстановления засоленности. Так, в 1939 г. осенью содержание Cl′ в 1-м толще почвы на участке № 3 вновь достигло величины 1935/36 г. — порядка 0,033% Cl′.

Отметим, однако, что за этот же четырехлетний промежуток времени грунтовые воды участка, близкого к коллектору, обнаружили явное рассоление и содержание в них Cl′ с 0,36 г/л в 1936 г. упало в 1939 г. до 0,084 г/л.

Столь же интересный пример влияния условий дренированности можно найти в другом опыте той же станции, но заложенном на междренье 9—10.

Глубина заложения дрен в среднем была 2,54—2,57 м. Почвы в исходном состоянии были представлены сильногипсоносными плотными солончаками хлоридного засоления. Грунтовые воды на участке залегали в среднем на глубине 2—2,5 м. В год освоения участка под культуру риса было дано до 38 000 м³ га воды. Под влиянием культуры риса средняя засоленность 2-м толщи почвы по Cl′ — 0,26% до культуры риса снизилась после нее до 0,02—0,016% Cl′, исключая центральные части междренья, где содержание солей было больше (0,04—0,1% Cl′ в 1-м толще).

В последующие годы (1937—1939) участок был занят культурой люцерны. С целью закрепления рассоленности почвы после риса в период вегетации люцерны в 1937, 1938 и 1939 гг. в зимнее время давались профилактические поливы нормами воды до 3000 м³/га.

Участки, расположенные от дрен на расстоянии до 40 м, в течение всего периода пребывания люцерны на поле в общем сохранили с некоторыми колебаниями ту рассоленность, которая установилась после культуры риса в 1936 г. (0,02—0,01—0,005% Cl′). В центральных частях междренья, где рассоляющий эффект культуры риса был слабее, под культурой люцерны и благодаря профилактическим поливам в течение 1937—1939 гг. степень засоленности продолжала, несмотря на скачки, уменьшаться. Объясняется это непрерывным оттоком солевых растворов в дрены 9—10.

Изучая поступление и вынос легкорастворимых солей из засоленных почв при культуре риса, В. М. Стец установил, что хотя с оросительными водами вносится очень большое количество солей в почвы — до 10 т/га, все же благодаря работе дренажа преобладает вынос солей. Так, за вегетационный период выносилось солей 1-м дреной до 177 т/га, а 2-м дреной — до 240 т/га. Особенно энергично выносятся при этом хлориды. В М. Стец приводит следующий пример солевого баланса почвы при культуре риса (табл. 100).

Таблица 100

Солевой баланс участка № 3 при культуре риса
(Золотая Орда, 1938 г., В. М. Стец)

Осталось в почве солей из поступивших с оросительной водой	7,9 т/га
Удалено солей из верхнего 1-м слоя вглубь	217,1 »
Удалено солей с дренажной водой (дрена глубиною 1 м)	177,4 »

Значительно меньший эффект рассоления почв при культуре риса достигается на почвах недренированных. Опыты, проведенные Золотоордынской станцией в 1936—1938 гг., показали, что на недренированной территории освобождение 1-м толщи почвы от легкорастворимых солей протекает

весьма неравномерно. Остается много участков, содержащих в 1-м толще почвы до 0,1—0,05—0,008% Cl'. На многих участках подобных недренированных полей уже в первый же год после культуры риса засоленность почв восстанавливается полностью, а иногда даже намного превышает бывшую до риса. Только под культурой люцерны при ежегодном применении профилактических зимних поливов удавалось поддерживать засоленность почв на уровне 0,01—0,02% Cl' в 1-м толще почвы. Но и в этих случаях уже на отдельных точках содержание хлоридов поднималось до больших величин.

Таким образом, культура риса и после него люцерны и свеклы на сильно засоленных недренированных почвах не дает их устойчивого рассоления.

Обратный эффект получается на фоне дренажа. Рассоление сильнозасоленных почв с помощью культуры риса и последующее возделывание на этих почвах хлопчатника, свеклы и, особенно, люцерны с применением профилактических зимних поливов ведет обычно к сильному опреснению грунтовых вод, что является признаком и гарантией успешного рассоления и их хозяйственного освоения.

Значение механического состава почв. Чем тяжелее механический состав почв, тем слабее рассоляющее влияние культуры риса. Сошлемся на пример многолетних промывок с помощью культуры риса на тяжелых почвах Южной Мугани (работы Муганской опытно-оросительной станции — А. А. Шошин, Самохвалов и др.).

Почвенный покров Южномуганского опорного пункта Муганской опытной станции представлен тяжелосуглинистыми и глинистыми солонцеватыми сильнозасоленными почвами.

В составе солей этих почв подавляющая часть приходится на сернокислый Na, что обусловливает низкую эффективность зимних промывок вследствие выпадения мирабилита из раствора на холоду.

Промывка почв культурой риса проводилась на фоне глубоких (2,5 м) и дополнительных мелких (1 м) дрен, располагающихся через 20—50 м в основных междренья х. При культуре риса, как освоителя сильнозасоленных почв, давалось до 33 напусков воды через каждые два-три дня при оросительной норме около 35 400—40 000 м³/га. При прерывистых поливах оросительная норма снижалась до 10 000—12 000 м³/га.

Таблица 101

Динамика засоления почв по горизонтам в % до посева и после уборки риса

Сроки взятия	Горизонты в см							
	0—10	10—20	20—30	30—50	50—70	70—100	100—150	150—200
До посева . .	1,22	2,07	2,91	3,53	3,73	3,64	3,80	3,66
После уборки	0,73	1,02	1,69	2,30	2,83	3,00	3,69	—
Увеличен. или уменьшение	—0,49	—1,05	—1,22	—1,23	—0,90	—0,64	—0,11	—
Удалено в % от исход. .	40,0	50,7	42,0	35,0	24,2	17,5	3,0	—

Из данных табл. 101 можно видеть, что рассоляющее влияние культуры риса на тяжелых солонцеватых почвах сильно ослабляется и заметно выражено лишь на глубинах 0—50 см, откуда удаляется 35—50% исходного содержания солей. На глубине 50—100 см рассоляющее влияние риса уже очень ослаблено и составляет лишь 17—24% исходного содержания солей. На большей глубине (100—200 см) рассоляющее влияние риса не констатируется. Все же исследования Муганской степи установили, что эффективность промывки с помощью культуры риса на почвах подобного типа выше эффективности зимних промывок.

Низкая водопроницаемость тяжелых солонцеватых почв Южной Мугани не допускает проникновения пресных оросительных вод до грунтовых вод. Поэтому минерализация грунтовых вод на участках культуры риса остается в этих условиях неизменной, либо даже имеет тенденцию к возрастанию. Так, в 1940 г. минерализация грунтовых вод на участке культуры риса (по средним данным из 5 шурфов) до посевов была 59,1 г/л, а после уборки риса возросла до 64,0 г/л, т. е. повысилась на 4,1 г/л.

Значение культуры риса в засолении прилегающих площадей. Выше неоднократно отмечалось, что под влиянием поступления огромных масс оросительных вод при культуре риса происходит интенсивный подъем грунтовых вод в зоне, прилегающей к участкам с культурой риса, шириной 100—150 м. Приближение грунтовых вод к поверхности сопровождается усилением их испарения и перераспределением легкорастворимых солей в верхние горизонты почвы. Соответственно солевой режим почв, прилегающих к плантациям риса, коренным образом меняется в сторону засоления.

Влияние культуры риса на прилегающие неорошаемые земли детально изучено Золотоордынской мелиоративной станцией (материалы В. М. Стец). Наблюдения проводились в 1938—1939 гг. на специальном створе точек и скважин, заложенных на расстоянии 5, 15, 30, 50, 75, 100 и 150 м от плантации. Исследовалось влияние культуры риса на уровень грунтовых вод, их минерализацию и изменение содержания солей в почвах прилегающей территории.

В табл. 102 и 103 приведены данные, показывающие изменения минерализации грунтовых вод и содержания солей в почвах прилегающих территорий. Оказалось, что в ближайшей к полю риса зоне (5 м) в течение вегетационного периода под влиянием фильтрующейся и растекающейся воды происходит опреснение грунтовых вод. Так, в 1938 и 1939 гг. на одном из наблюдательных створов сумма солей в грунтовых водах 5-м зоны уменьшилась примерно на 10 г/л, или на 25—35% по отношению к их исходному содержанию.

Наибольшему уменьшению подвержены хлориды, концентрация которых уменьшилась в 1938 г. на 38%, а в 1939 г. на 65% против концентрации, бывшей до культуры риса. Изменения в концентрации сульфатов и бикарбонатов носили противоречивый характер. Все же в 1939 г. те и другие также обнаруживают уменьшение концентрации. В зоне 15 и 30 м под влиянием культуры риса констатируется интенсивное увеличение ми-

Таблица 102

Изменение в минерализации грунтовых вод (в г/л) на целине, граничащей с рисовыми посевами за 1938 и 1939 гг. (В. М. Стец)

Компоненты	Расстояние скважин от рисового участка № 3					
	5 м			15 м		
	до	после	разница в %	до	после	разница в %
Плотн. ост.	31,072	23,204	—25,4	19,276	29,364	+52,3
	25,196	16,368	—35,1	35,940	50,888	+41,6
Cl	11,240	6,962	—38,1	6,070	9,870	+62,6
	6,945	2,408	—65,5	12,600	17,388	+38,0
SO_4	5,376	6,372	+18,5	4,119	6,977	+69,3
	7,047	6,335	—10,1	7,399	11,694	+58,0
HCO_3	0,432	0,450	+ 4,1	0,351	0,536	+52,7
	0,536	0,310	—42,2	0,805	0,743	— 7,7

Компоненты	Расстояния скважин от рисового участка № 3					
	30 м			50 м		
	до	после	разница в %	до	после	разница в %
Плотн. ост.	20,244	27,176	+34,2	22,656	25,256	+11,4
	27,776	27,824	0	27,552	28,236	+ 2,4
Cl	6,042	9,701	+60,5	7,278	8,404	+15,4
	9,563	9,128	— 4,6	9,253	9,828	+ 6,2
SO_4	4,167	6,162	+47,8	4,167	5,994	+43,8
	5,878	5,814	0	5,910	6,252	+ 5,8
HCO_3	0,288	0,354	+22,9	0,376	0,326	—13,3
	0,422	0,445	0	0,402	0,409	+ 1,7

нерализации грунтовых вод, достигающее по плотному остатку 34—52% в конце вегетационного периода по отношению к исходной концентрации.

Так, в 1938—1939 гг. сумма солей в грунтовых водах зоны, прилегающей к полю риса на расстоянии 15—30 м, увеличилась на 7–10 — 15 г/л. Это увеличение солей в грунтовых водах произошло за счет хлоридов (на 38—62% против исходной концентрации) и сульфатов (на 47—69% против исходного). С дальнейшим удалением от поля риса увеличение минерализации грунтовых вод ослабевает, хотя также оказывается достаточно заметным. Так, в 50-м зоне в 1938, 39 г. плотный остаток в грунтовых водах к концу вегетационного периода увеличился на 2—11% против исходных концентраций (на 1—3 г/л).

В. М. Стец полагает, что изменения минерализации грунтовых вод под влиянием культуры риса могут оказываться не далее 60—70 м от поля.

Поведение солей в почвах зоны, прилегающей к полям риса, соответствует изменениям минерализации грунтовых вод. В почвах зоны шириной 5 м в условиях Голодной Степи В. М. Стец констатировано уменьшение содержания хлоридов, достигающее 18—57% исходного количества для 2-м толщи.

Таблица 103

Содержание хлоридов в почве (в % Cl) *на целине, граничащей с рисовыми посевами, за 1938 и 1939 гг.* (В. М. Стец)

Горизонты в см	Сроки наблюдений	Расстояния скважин от рисового участка № 3					
		5 м		15 м		30 м	
		1938 г.	1939 г.	1938 г.	1939 г.	1938 г.	1939 г.
0—100	До орош. . .	0,643	0,472	0,429	0,546	0,327	0,522
	После орош. .	0,345	0,470	0,520	0,909	0,439	0,767
	Разн. в % . .	—46,4	0	+21,2	+66,4	+33,9	+46,9
100—200	До орош. . .	0,394	0,141	0,206	0,263	0,191	0,236
	После орош. .	0,099	0,027	0,252	0,352	0,197	0,192
	Разн. в % . .	—74,9	—80,9	+22,3	+33,8	+ 3,1	—18,7
0—200	До орош. . .	0,518	0,306	0,317	0,405	0,259	0,379
	После орош. .	0,222	0,249	0,386	0,630	0,318	0,479
	Разн. в % . .	—57,2	—18,7	+21,7	+58,0	+22,7	+26,4
Глубина грунт. воды в период орошения риса . .		42	40	62	64	104	106

Горизонты в см	Сроки наблюдений	Расстояния скважин от рисового участка № 3						
		50 м		75 м		100 м		150 м
		1938 г.	1939 г.	1938 г.	1939 г.	1938 г.	1939 г.	1939 г.
0—100	До орош. .	0,520	0,551	0,331	0,290	0,334	0,440	0,278
	После орош.	0,510	0,715	0,390	0,372	0,369	0,394	0,283
	Разн. в %	— 2,0	+47,9	+17,8	+26,5	+10,4	—10,5	+ 1,8
100—200	До орош. .	0,280	0,289	0,121	0,231	0,258	0,215	0,145
	После орош.	0,235	0,240	0,121	0,266	0,198	0,221	0,151
	Разн. в %	+17,5	—17,8	0	+10,8	—23,3	— 2,7	+ 4,1
0—200	До орош. .	0,360	0,420	0,226	0,265	0,296	0,327	0,211
	После орош.	0,372	0,477	0,255	0,319	0,283	0,307	0,217
	Разн. в %	+ 3,3	+13,5	+12,3	+20,3	— 4,4	— 6,2	+ 2,8
Глубина грунт. воды в период орошения риса		142	144	197	188	262	206	236

Наиболее сильное уменьшение содержания хлоридов обнаруживается на глубине 100—200 см (на 75—81% исходного содержания), где особенно выражено влияние растекающихся фильтрационных пресных вод (табл. 103).

В почвах зоны 15—30 м констатируется, наоборот, весьма сильно выраженное вторичное засоление. В 2-м толще почвы увеличение запаса хлоридов в конце вегетационного периода против исходного достигает 22—58% Наибольшее накопление хлоридов приходится на верхние 100 см почвы, где увеличение их содержания против исходного достигает 33—46—66%. Увеличение содержания солей в почвах прослеживается еще и на

расстоянии 50—75 м. Однако величина прибавки содержания солей здесь уменьшается для 2-м толщи до 3—20%, хотя в 1-м толще содержание солей возрастает на 17—47% по Cl'. На расстоянии 100—150 м засоляющее влияние культуры риса практически уже не выражено.

Засоляющее влияние культуры риса на прилегающие территории особенно сильно проявляется в условиях недостаточной дренированности. Часто при этом отрицательные последствия культуры риса приобретают большее значение, чем положительные, как это, например, имело место в Голодной Степи в 1941—1943 гг., когда большие площади риса были допущены на хлопковые земли, а дренажно-коллекторная сеть не обеспечивала отвода сбросных и дренажных вод. Решающим условием ослабления отрицательного влияния культуры риса на прилегающие к его плантациям территории является сооружение глубокой, хорошо действующей дренажной сети, способной отводить сбросные и грунтовые воды. Далее, необходимо всячески снижать оросительные нормы, применяющиеся при культуре риса, за счет введения прерывистых поливов. Наконец, совершенно недопустима культура риса среди освоенных окультуренных земель, занятых хлопчатником и свеклой.

Подводя итог рассмотрению солевого режима засоленных почв при культуре риса, можно сформулировать следующие важнейшие выводы.

Культура риса вследствие высоких оросительных норм, необходимых для нее, вызывает коренные изменения в водно-солевом режиме засоленных почв как на самом поле, так и на прилегающей к нему территории. На засоленных почвах под культурой риса происходит глубокое рассоление всего почвенного профиля до грунтовых вод, а также и опреснение самих грунтовых вод. Чем более дренирована территория, чем лучше отток грунтовых вод, а также чем более водопроницаемы почвы, тем сильнее выражен рассоляющий эффект культуры риса и тем легче сохранить его положительное последействие. На недренированных участках с сильнозасоленными почвами рассоляющий эффект культуры риса слабый и неустойчивый, а для прилегающих площадей в зоне шириною до 70—100 м — отрицательный вследствие их заболачивания и засоления.

При близком залегании грунтовых вод (1,5—2 м) и тяжелом механическом составе почв рассоляющее влияние культуры риса ограничивается часто лишь верхним слоем почвы и мало затрагивает минерализацию грунтовых вод, что способствует быстрой реставрации засоленности, а иногда приводит к превышению той засоленности, которая была до культуры риса. Однако при сульфатно-натриевом засолении почв промывка с помощью культуры риса дает все же больший эффект, чем промывка зимняя (Мугань Южная).

Решающими условиями закрепления рассоляющего эффекта культуры риса на сильнозасоленных почвах при близких (1,5—2 м) и минерализованных грунтовых водах является работающая дренажно-коллекторная сеть и культура в первый год после риса пропашных, а затем люцерны и применение в течение 3—5 лет профилактических поливов нормой воды 2 000—3 000 $м^3$/га.

Столь же решающее значение после риса имеют правильно проводимые вегетационные поливы повышенными нормами до 1 000—1 200 м³/га и поддержание пахотного горизонта почвы в рыхлом состоянии с помощью регулярной высококачественной обработки. В этих условиях поддерживается сезонно-обратимый тип солевого режима, направленный в сторону прогрессивного рассоления, охватывающего и почвенные горизонты и грунтовые воды. Поэтому предпочтительными переходными культурами-освоителями, способствующими закреплению рассоляющего влияния риса, являются пропашные (хлопчатник, свекла) и лишь после них люцерна.

Правильное применение культуры риса на сильнозасоленных почвах крупными массивами, обеспеченными оттоком грунтовых вод и удаленными от освоенных орошаемых земель, когда не нарушается баланс грунтовых вод оазиса, позволит освоить наиболее засоленные пустующие земли и солончаки Средней Азии и Закавказья. Однако применение этого средства должно тщательно обосновываться со стороны водно-солевого баланса и проводиться только под руководством и наблюдением специалистов.

в) Солевой режим при промывках солончаков

Промывки сильнозасоленных почв в зависимости от условий дренированности могут обеспечить рассоление почв на вегетационный период, на ряд лет либо, наконец, если промывки сочетаются с воздействием глубокого дренажа и высоким агротехническим комплексом, — на длительный период, пока территория находится под культурой.

Воздействие промывок на солевой режим почв должно оцениваться с точки зрения устойчивости изменений, вызываемых в засоленных почвах. Регулярные, иногда даже ежегодные промывки являются единственным путем сельскохозяйственного использования сильнозасоленных земель с минерализованными грунтовыми водами при отсутствии дренажа. В этом случае промывки регулируют сезонный солевой режим, усиливая зимне-весеннее рассоление почв и создавая этим возможность семенам сельскохозяйственных растений взойти, развиться и дать урожай, опережая сезонное засоление. Однако многолетнее применение промывок сильнозасоленных почв в бездренажных условиях эффективно лишь при небольшом коэффициенте земельного использования (КЗИ) — 25—35% — и в конечном счете приводит к росту засоленности неосвоенных пустующих земель, а со временем зачастую и к засоленности самих промываемых почв.

Промывки для освоения и использования сильнозасоленных почв на фоне дренажа могут производиться по двум типам: а) ежегодно или вообще более или менее часто на фоне мелкого 1,5—2 м дренажа, для п о с т е п е н н о г о и обычно медленного рассоления почв; б) в период освоения солончаков (1—2—3 года) на фоне глубокого дренажа (2,5—3 м) для быстрого рассоления и коренной мелиорации солончаковых почв с целью устойчивого их освоения.

В каждом из этих случаев применения промывок динамика солевого режима в засоленных почвах складывается совершенно различно. Значительную роль при этом в динамике солевого режима и в успешности достижения цели, поставленной перед тем или иным видом промывок, оказывает степень минерализации грунтовых вод и характер механического состава почв. Чем выше минерализация грунтовых вод и чем тяжелее механический состав пород, чем выше их соленосность, тем более возможна реставрация засоленности после промывок и тем на больший период может растянуться процесс рассоления и мелиорации солончаков.

Рассмотрим наиболее типичные примеры солевого режима засоленных почв при условии применения промывок и после них.

Солевой режим при промывках в бездренажных условиях. Исследования промывок засоленных почв в бездренажных условиях проводились в долине р. Вахш в районе 2-го отделения совхоза им. Кирова в 1937 г. Вахшской почвенно-мелиоративной станцией АН СССР (материалы А. А. Зайцева).

Участок примыкал к каналу Джиликуль в 300 м ниже впадения в него канала Мардат-сай. Грунтовые воды на участке залегали на глубинах 80—160 см. Минерализация грунтовых вод колебалась в пределах 3—17 г/л. Почвы участка были сильно засолены, причем до промывок осенью 1936 г. содержание солей в верхних 0—5 см почвы колебалось в пределах 2—5%. Корнеобитаемая зона почв (5—75 см) содержала 0,5—1,5% солей. В составе солей преобладали хлориды Na и Mg. Промывки были произведены в апреле 1937 г. средней нормой воды 4000 м³/га.

Несмотря на то, что время промывок для условий долины р. Вахш надо признать поздним, почвы после промывок оказались довольно сильно рассоленными. Сумма солей в верхних 0—5 см после промывки упала до 0,4—1.7%. Сильное опреснение произошло также и во всей корнеобитаемой зоне почвы.

Наибольшему выщелачиванию подверглись хлориды; содержание Cl′ в 0—5 см части пахотного горизонта после промывок было не выше 0,30%, в то время как до промывки содержание Cl′ в пахотном горизонте достигало 0,4—1,5%. Промывки вызвали слабое уменьшение минерализации грунтовых вод.

В последующем участок получил 7 поливов, которые давались с начала июня по начало октября нормами воды 500—780 м³/га. Общая оросительная норма составила около 4000 м³/га. Поливы не смогли остановить сезонного засоления почв, хотя и вызывали частное снижение засоленности. Минерализация грунтовых вод, несмотря на поливы, в течение вегетационного периода росла (табл. 104).

Динамика солевого режима почвы в течение всего вегетационного периода 1937 г. после промывок была направлена в сторону интенсивной реставрации засоленности (табл. 105).

В табл. 105 приводятся цифры накопления Cl′ за период от июня до ноября 1937 г. в промытых почвах под хлопчатником и на черном пару. Нам-

большее соленакопление констатируется в верхних 0—5 см. Правда, осенний полив, данный в октябре, ослабляет динамику сезонного соленакопления в верхних горизонтах почвы. В итоге в ноябре 1937 г. засоленность почвы оказалась не только не меньше, чем она была до промывки осенью 1936 г., но на отдельных точках даже больше, в особенности по содержанию хлоридов. Так, на ряде пятен участка сумма солей в верхних 0—5 см выражалась в ноябре 1937 г. величинами 2,7—5,4% и содержание Cl' 0,9—1,97%. Все же исследователем (А. А. Зайцев) был получен урожай хлопка-сырца, правда, сильно колеблющийся в зависимости от засоленности почв (10—25 ц/га).

Таблица 104

Изменение концентрации солей в грунтовых водах участка промывки в бездренажных условиях

(Вахш, 1937; сухой остаток в г/л)

№ колодца	II, до промывки	IV, после промывки	13.VI, после 1-го полива	22.VI, после 2-го полива	29.VI, после 2-го полива	4.VII, до полива	15.VII, после полива	12.XI, конец вегетации
1	3,7	2,9	2,6	3,5	3,6	3,6	3,4	3,9
2	6,2	2,3	4,2	4,8	4 5	5,5	5,5	5,1
3	10,5	4,1	5,0	—	10,1	10,7	11,3	7,6
4	17,4	12,8	12,8	—	13,9	14,3	14,4	10,7
5	2	1,8	2,5	2,2	2,2	2,6	2,5	—

Таким образом, промывка почв в бездренажных условиях долины р. Вахш, несмотря на последующие 7 вегетационных поливов, закончилась в год освоения к осени полной реставрацией исходной засоленности и в ряде случаев дополнительным увеличением степени засоленности почвы. Это особенно хорошо видно при сопоставлении среднего содержания легкорастворимых солей в 0,5-м толще почвы на период осени 1936 г., весны и осени 1937 г. (табл. 106).

Таблица 105

Динамика засоленности почвы после промывки в бездренажных условиях

(Вахш, 1937 г.; Cl %)

Даты	0—100 см		0—50 см		0—5 см	
	черн. пар	хлопчатн.	черн. пар	хлопчатн.	черн. пар	хлопчатн.
II до промывок					0,4—1,5	
13.VI	0,071	0,027	0,088	0,025	0,303	0,032
29.VI	0,104	0,031	0,129	0,030	0,472	0,072
4.VII	0,106	0,033	0,185	0,046	0,892	0,136
1.X	0,128	0,030	0,209	0,128	1,012	0,636
14.X	0,074	0,068	0,123	0,115	0,810	0,547
3.XI	0,074	0,089	0,115	0,149	0,635	0,662
XI					0,9—1,9	

Этот пример типичен для случаев применения промывок сильно засоленных и солончаковых почв с близкими и минерализованными (более 10—15 г/л) грунтовыми водами в бездренажных условиях, когда степень засоленности промытых почв к осени, как правило, полностью восстанавливается, урожай сельскохозяйственных растений сильно страдает и возникает необходимость в новой промывке для получения урожаев в следующем вегетационном году.

Таблица 106

Запас солей в 0,5-м толще почв в % после промывок в бездренажных условиях

№ разреза	Осень 1936 г.	Весна 1937 г.	Осень 1937 г.
35	1,31	0,60	1,13
27	1,06	0,39	1,35
30	1,29	0,76	1,36
44	1,57	0,29	1,50
41	1,29	0,52	1,50
70	0,57	0,34	0,90

Солевой режим почв при промывках в условиях слабой дренированности. Промывки сильнозасоленных почв в условиях отсутствия естественного или искусственного дренажа приводят в конце первого года освоения к восстановлению, а иногда и к увеличению засоленности почв, сводя этим самым на-нет попытки устойчивого их освоения. Однако уже сравнительно небольшое улучшение условий оттока грунтовых вод и снижение их уровня способствуют значительно большему успеху промывок и ослаблению реставрации засоленности после них. Этим объясняется, что во многих староорошаемых районах Средней Азии (Фергана, Бухара, Хорезм) население в течение многих веков сооружает неглубокие дрены, так называемые зауры и закеши, задачей которых является отведение грунтовых вод в период промывок и поливов. Эта мелкая дренажная сеть, конечно, недостаточна для быстрой и коренной мелиорации засоленных почв с помощью промывок, но она оказывается достаточно эффективной для того, чтобы обеспечить успешность периодических промывок, способствовать получению урожая на засоленных почвах и постепенному рассолению почв и грунтовых вод.

Обычно в этих условиях даже благодаря слабой работе мелких (1,5—2-м) дрен сезонное засоление почв и реставрация засоленности после промывок протекает слабее, чем в условиях полной недренированности территории.

Рассмотрим результаты исследований промывок слабодренированных засоленных почв и солончаков Вахшской долины (материалы Н. Д. Беспалова и А. А. Зайцева).

Исследования Зайцева проводились в 1938 г. на территории 3-го отделения совхоза им. Кирова. Участок площадью 15 га с востока ограничивался мелким коллектором, глубина которого колебалась в пределах 50—120 см; с юга к участку прилегал второй, более глубокий коллектор. Дренирующее влияние на участок оказывал также канал Джиликуль. Грунтовые воды на участке залегали на различной глубине в зависимости

от характера мезорельефа. На повышенной части территории грунтовые воды залегали на глубине 2—3 м. На остальной территории участка грунтовые воды находились на глубине 1,5—2,5 м. Наиболее же пониженные части массива имели грунтовые воды на глубине 1—2 м.

Мелкий коллектор, расположенный в восточной части участка, по подсчетам А. А. Зайцева, отводил в год не менее 43 000—45 000 м³ воды. Более глубокий коллектор, расположенный с юга участка, работал интенсивнее. Засоленность почв до промывок по верхнему 0—5 см горизонту достигала 2,2—4,6% (ноябрь 1937). Более глубокие горизонты 10—35 см содержали до 1,4—2,5% легкорастворимых солей.

Таблица 107

Изменения в содержании солей в засоленных почвах долины р. Вахш под влиянием промывок и работы мелкого коллектора

(данные А. А. Зайцева, 1938)

№; местоположение разреза; глубина в см	XI, 1937 г.		1938 г.			
			После промывки, март		июль	
	Плотв. ост. в %	Cl в %	Плотн. ост. в %	Cl в %	Плотн. ост. в %	Cl в %
№ 129, верхняя часть склона						
0— 5	4,6	2,1	0,3	0,02	0,9	0,04
10— 15	2,9	1,1	0,2	0,03	0,6	0,04
30— 35	1,4	0,3	0,2	0,06	0,3	0,04
70— 75	0,9	0,1	0,3	0,08	0,3	0,05
95—100	0,4	0,03	0,6	0,15	0,6	0,12
Грунт. вода, г/л	—	—	—	—	16,7	3,4
№ 145, средняя часть склона						
0— 5	2,2	0,9	0,4	0,03	1,8	0,3
10— 15	2,5	1,0	0,5	0,03	1,6	0,1
30— 35	1,8	0,6	0,3	0,03	1,1	0,3
70— 75	0,9	0,1	0,4	0,05	—	—
95—100	0,6	0,06	0,6	0,06	1,3	0,4
Грунт. вода, г/л	—	—	—	—	25,2	7,1
№ 141, нижняя часть склона						
0— 5	3,8	1,1	0,9	0,02	2,4	0,6
10— 15	1,9	0,8	0,8	0,02	0,9	0,05
30— 35	2,2	0,5	0,6	0,04	0,7	0,12
70— 75	2,0	0,2	0,7	0,08	0,8	0,09
95—100	0,9	0,08	0,8	0,09	0,5	0,05
Грунт. вода, г/л	—	—	—	—	10,7	2,4

В составе солей, как это обычно для долины р. Вахш, преобладали хлориды Na. Промывка производилась в январе и феврале 1938 г. нормами воды 4500—7000 м³/га. Судя по степени засоленности почв в марте 1938 г., промывками было достигнуто глубокое и очень интенсивное рассоление почвы (табл. 107).

Содержание солей в верхнем 0—5-см слое почвы уменьшилось до 0,3—0,9%. До глубины 100 см сумма солей в почвах не превышала 0,8%. Особенно уменьшилось содержание хлоридов. Так, в верхних 0—50 см почвы содержание Cl′ после промывок было не выше 0,07—0,08% и лишь на глубинах 75—100 см содержание Cl′ в отдельных случаях достигало 0,08—0,15%. Наиболее интенсивным эффект промывки, естественно, был на повышенных частях мезорельефа (верхняя часть склона чаши), где грунтовые воды были глубже и механический состав почв легче.

В течение вегетационного периода поля, занятые египетским хлопчатником, получили 9 поливов оросительной нормой около 10 000 м³/га. Поливы начались с конца мая и продолжались до середины сентября. Сентябрьские поливы были даны нормами около 1 500—1 700 м³/га, т. е. очень большими.

Как показывает табл. 108, минерализация грунтовых вод на участке не уменьшилась, а в большинстве случаев увеличилась. Это, очевидно, надо приписать вмыванию солей поливами. Несмотря на интенсивные поливы, солевой режим почвы после промывки был в общем направлен в сторону сезонного засоления. Все же на большей части территории участка к сентябрю исходная — до промывок — засоленность почв не была достигнута. Вегетационный период 1938 г. закончился для почв опытной территории некоторым общим рассолением почв по сравнению с 1937 г.

Таблица 108

Изменения минерализации грунтовых вод в засоленных почвах долины р. Вахш после промывки

(данные А. А. Зайцева, плотн. ост. в г/л)

№ участка	Даты наблюдений						
	1-й полив 23.V	Перед 3-м поливом 10—13.VI	После 3-го полива 22.VI	Перед 5-м поливом 10.VII	После 5-го полива 18.VII	Перед 7-м поливом 3—6.VIII	После 9-го полива 18.IX
129	11,8	15,7	12,9	12,6	18,9	11,4	15,5
	10,2	16,1	9,7	10,1	17,8	11,1	14,5
145	—	—	15,9	10,5	22,0	18,6	23,4
	—	21,6	18,0	19,1	23,3	16,6	38,6
141	15,2	11,6	12,0	—	—	6,9	—
	17,7	—	13,0	—	—	7,6	—

На рис. 42 можно видеть, что чем глубже грунтовые воды залегают под промытой и ранее засоленной почвой, тем слабее выражено в ней восстановление засоленности.

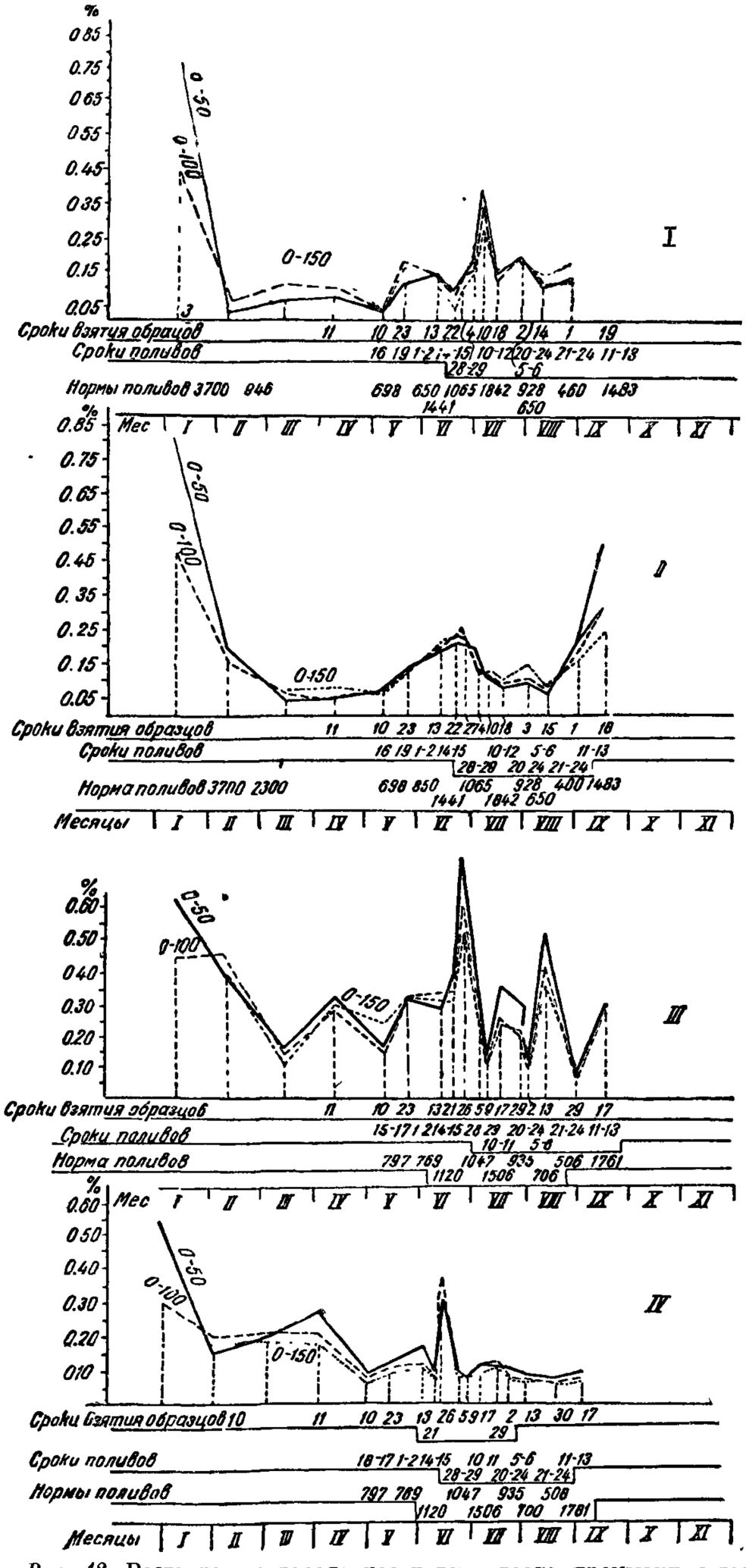


Рис. 42. Реставрация засоленности почв после промывки в зависимости от глубины грунтовых вод (Зайцев):

I — участок № 129 (верхняя часть склона); *II* — участок № 145 (средняя часть склона); *III* — участок № 146 (средняя часть склона); *IV* — участок № 142 (нижняя часть склона).

Так, почвы площадки № 129, расположенной на повышении и имевшей грунтовые воды в мае на глубине 250 см, в слое 0—50 см в течение всего вегетационного периода не обнаружили существенного увеличения солей, исключая июля, когда содержание Cl′ поднялось до 0,45%. До промывки на этом участке в толще 0—50 см содержалось около 0,9% Cl′. После промывки в феврале содержание Cl′ опустилось до 0,05%, в июне оно поднялось почти до 0,15%, в июле — до 0,45% и в конце августа вновь упало до 0,15%.

Иначе обстояло дело на территории, имевшей грунтовые воды ближе — на глубине 200 см (площадки № 145 и № 146). В июле, августе и сентябре содержание Cl′ в 0,5 и 1-м толщах почв этих участков либо приближается, либо даже превышает содержание его до промывок. Несомненно, что эта реставрация засоленности могла быть и еще большей, если бы не сравнительно частые поливы большими нормами воды.

Площадка № 142, расположенная в нижней части склона чаши, имела грунтовые воды на глубине 125—150 см. Вследствие тяжелого механического состава и близости грунтовых вод эффект промывки на этих почвах был сравнительно слабый. Но и в течение вегетационного периода реставрация засоленности, как показано на рис. 42, оказалась также сравнительно невысокой. Наоборот, в течение вегетационного периода благодаря поливам наблюдается, несмотря на отдельные пики (июнь—июль), общее рассоление как полуметровой, так и метровой толщи почвы.

А. А. Зайцев считает, что увеличение рассоленности этих недопромытых почв обязано здесь поливам и дренирующему влиянию коллектора, расположенного сравнительно недалеко. Работа коллектора на фоне интенсивных поливов повышенными нормами и способствовала поддержанию и усилению рассоленности почвы.

С опытного участка площадью 15 га было снято в среднем 12,9 ц/га урожая египетского хлопчатника. Наивысший урожай 25 ц/га был при этом на повышенной части участка, где глубина грунтовых вод была 2—2,5м, их минерализация 5—8 г/л, а возвратное засоление было наименьшим.

На пониженных участках с более близкими (1,5—2 м) минерализованными грунтовыми водами (15—25 г/л) и сильным возвратным засолением имели место большие выпады хлопчатника, и урожай был пестрым и низким (3—13 ц/га). На этих территориях необходима повторная промывка для следующего вегетационного периода.

Аналогичные результаты были получены Н. Д. Беспаловым в 1937 и 1938 гг. на сильнозасоленных почвах перелогов Вахшской долины. В итоге А. А. Зайцев и Н. Д. Беспалов пришли к выводу о том, что, применяя промывки и усиленные поливы (на период освоения) на фоне работающего неглубокого (1,5 м) дренажа, отводящего соленые грунтовые воды, возможно ввести в культуру солончаковые перелоги долины р. Вахш, проводя повторные промывки и учащая поливы для постепенного полного рассоления солончаков.

Солевой режим сильнозасоленных почв при промывках и поливах в условиях глубокого

д р е н а ж а. Даже неглубокий дренаж облегчает возможность регулирования солевого режима и медленного рассоления засоленных почв с помощью промывок и поливов. Однако мелкий дренаж при высокоминерализованных грунтовых водах на сильнозасоленных почвах не гарантирует от возвратного засоления, понижения и выпадов урожая. Значительно более благоприятен, как фон для эффективного проведения промывок, полного рассоления и сплошного устойчивого освоения сильнозасоленных почв при минерализованных грунтовых водах, глубокий дренаж.

Как показывает опыт Муганской и Золотоордынской опытно-мелиоративных станций, глубокий дренаж 2,5—3 м при междреньях порядка 250—350 м настолько радикально меняет солевой режим сильнозасоленных почв и грунтовых вод, усиливая спад уровня и сток последних, что промывки и обычные вегетационные поливы приводят к устойчивому глубокому рассолению почв.

После начала работы глубокого дренажа и вовлечения солончаковых почв в культуру сложившийся до этого солевой режим сменяется на несколько лет сезонно-необратимым режимом рассоления, когда, несмотря на признаки летнего засоления, весенний и осенний запасы легкорастворимых солей в почве из года в год уменьшаются. Однако скорость рассоления постепенно замедляется, и со временем наступает сезонно-обратимый солевой режим, соответствующий сложившемуся новому водному режиму почв и режиму грунтовых вод.

В качестве иллюстрации влияния глубокого дренажа на солевой режим солончаков и сильнозасоленных почв рассмотрим несколько примеров из опытов Муганской опытно-мелиоративной станции (исследования Н. А. Беседнова, А. А. Шошина и М. В. Курушина).

Исследования Муганской опытной станции ведутся на типичной для Северной Мугани территории, занятой солончаковыми почвами и солончаками пестрого (чаще тяжелого) механического состава. Пределы глубины закрытых дрен на станции 2,44—4,00 м. Основной коллектор имеет глубину 4 м. Глубины заложения дрен на различных частях опытной станции варьируют довольно сильно. На одном из участков (северная часть участка № 2) дрена заложена всего лишь на глубину 1,5 м.

Грунтовые воды опытной станции залегали в среднем на глубинах 1—2м, не опускаясь ниже 2,5 м. После сооружения глубокого дренажа произошло резкое опускание грунтовых вод до 2—3 м, а в отдельных участках до 3—4 м.

Промывки велись нормами воды до 4000—12 000 м³/га, в отдельных случаях большими.

Освоение территории проходило с помощью культуры хлопчатника. В ряде случаев в связи с остаточным засолением промывки повторялись.

В табл. 109 приводятся данные А. А. Шошина по динамике солевого режима под влиянием дренажа и промывок на участке № 2. Из этой таблицы можно видеть, что суммарный запас солей в среднем на участке № 2 в результате промывки 1933 г. уменьшился в толще 0—250 см с 1,7 до 0,9 %, т. е. вдвое, а по хлоридам — с 0,6% Cl' до 0,2%, т. е. втрое. Наиболь-

шему опреснению подверглись верхние 0—50 см, где сумма всех солей упала втрое (с 1,4 до 0,5%), а сумма хлоридов в 4 раза (с 0,53 до 0,13% Cl′).

Весной 1934 г. засоленность практически осталась неизменной. К осени же 1934 г. произошло дальнейшее рассоление почвы. Сумма солей в толще 0—250 см уменьшилась против весны 1934 г. еще в два раза (с 0,94 до 0,48%). В верхних 0—50 см почвы сумма солей также уменьшилась вдвое, а содержание хлоридов уменьшилось втрое — до 0,04—0,05% Cl′. Никаких признаков сезонного засоления и тем более реставрации засоленности после произведенной промывки и освоения почв не наблюдалось.

Таблица 109

Ход вымывания солей промывками из солончаков Муганской опытной станции на фоне глубокого дренажа

(Участок № 2; изменение засоленности по годам в %; А. А. Шошин)

Глубина в см	HCO_3	Cl	SO_4	Плотн. ост.
		1933 г. до промывки		
0— 10	0,039	0,367	0,141	0,885
0— 50	0,028	0,537	0,169	1,457
0—100	0,029	0,617	0,246	1,723
0—250	0,022	0,633	0,968	1,758
		1933 г. после промывки		
0— 10	0,044	0,184	0,059	0,544
0— 50	0,051	0,135	0,092	0,554
0—100	0,026	0,205	0,195	0,808
0—250	0,033	0,251	0,243	0,952
		Весна 1934 г.		
0— 10	0,015	0,132	0,047	0,484
0— 50	0,045	0,171	0,102	0,662
0—100	0,037	0,187	0,187	0,864
0—250	0,026	0,222	0,234	0,940
		Осень 1934 г.		
0— 10	0,055	0,043	0,033	0,268
0— 50	0,055	0,052	0,039	0,382
0—100	0,045	0,178	0,187	0,550
0—250	0,032	0,441	0,275	0,479

О том, что решающее значение в эффективности промывок имеет глубина заложения дрен и уровень минерализованных грунтовых вод, можно судить по другим данным А. А. Шошина (табл. 110). В этих опытах сравнивается солевой режим почв после промывок на фоне различного уровня залегания грунтовых вод при глубине около 3 м, около 2,5 м, около 1,6—1,8 м.

Анализируя табл. 110, можно видеть, что при глубине залегания грунтовых вод около 3 м в результате промывки сумма солей уменьшается в

Таблица 110

Зависимость солевого режима промываемых солончаков от режима и глубины грунтовых вод

(Плотн. ост. в %; участок № 2, Муганская опытн. ст., А. А. Шошин)

Глубина грунт. вод в м	Глубина в см	До промывки	После промывки 1933 г.	Весна 1934 г.	Осень 1934 г.
Около 3	0— 10	0,930	0,374	0,266	0,178
	0— 50	1,294	0,338	0,313	0,338
	0—100	1,765	0,633	0,539	0,655
	0—250	2,144	0,898	0,989	0,950
Около 2,2—2,6	0— 10	1,141	0,316	0,505	0,530
	0— 50	1,477	0,439	0,675	0,389
	0—100	1,672	0,780	0,837	0,630
	0—250	1,509	0,904	0,943	0,671
Около 1,6—1,8	0— 10	0,706	0,914	0,766	0,255
	0— 50	1,665	0,874	1,141	0,403
	0—100	1,693	1,056	1,112	0,518
	0—250	1,765	1,065	0,871	0,520

толще 0—250 см с 2,1 до 0,89%, т. е. в 2,4 раза; при глубине грунтовых вод около 2,2—2,6 м сумма солей на той же глубине уменьшается с 1,5 до 0,9%, т. е. в 1,7 раза; при глубине грунтовых вод 1,6—1,8 м сумма солей уменьшается с 1,7 до 1,0%, т. е. также в 1,7 раза. Причем в верхних 0—10 см почвы никакого рассоления обнаружить нельзя, а на глубине 0—50 см обнаруживается лишь слабое уменьшение солей (в 2 раза), в то время как в первых двух случаях на глубине 0—50 см сумма солей в результате промывок уменьшилась в 3—4 раза. К весне 1934 г. на всех участках, где глубина грунтовых вод была 2,2—2,6 и меньше, произошло увеличение суммы солей в среднем на величину 0,2—0,3%. Лишь на участке, имеющем глубину грунтовых вод около 3 м, к весне 1934 г. содержание солей не только не увеличилось, но даже уменьшилось в верхних 0—100 см.

Под влиянием поливов и работы глубокого дренажа к осени 1934 г. произошло дальнейшее рассоление почв. Это дополнительное рассоление было минимальным на почве с глубокими грунтовыми водами, поскольку после промывки уже солей оставалось мало. Сильнее было выражено дальнейшее рассоление за вегетационный период на участках, имеющих менее глубокие грунтовые воды. Реставрация засоленности не проявлялась ни на одном участке.

Рассмотрим еще несколько примеров коренного изменения солевого режима засоленных почв Мугани под влиянием поливов на фоне глубокого дренажа (материалы М. В. Курушина).

Для того чтобы оттенить изменения, вызываемые работой глубокого дренажа, кратко охарактеризуем сначала по данным М. В. Курушина солевой режим неорошаемой солончаковой почвы Северной Мугани.

Рис. 43 освещает динамику солевого режима точки № 549, заложенной

в 150—200 м от глубокого коллектора. Динамика уровня грунтовых вод рисуется нижним графиком, из которого видно, что после сооружения коллектора с 1930 г. отмечается некоторое снижение уровня грунтовых вод,

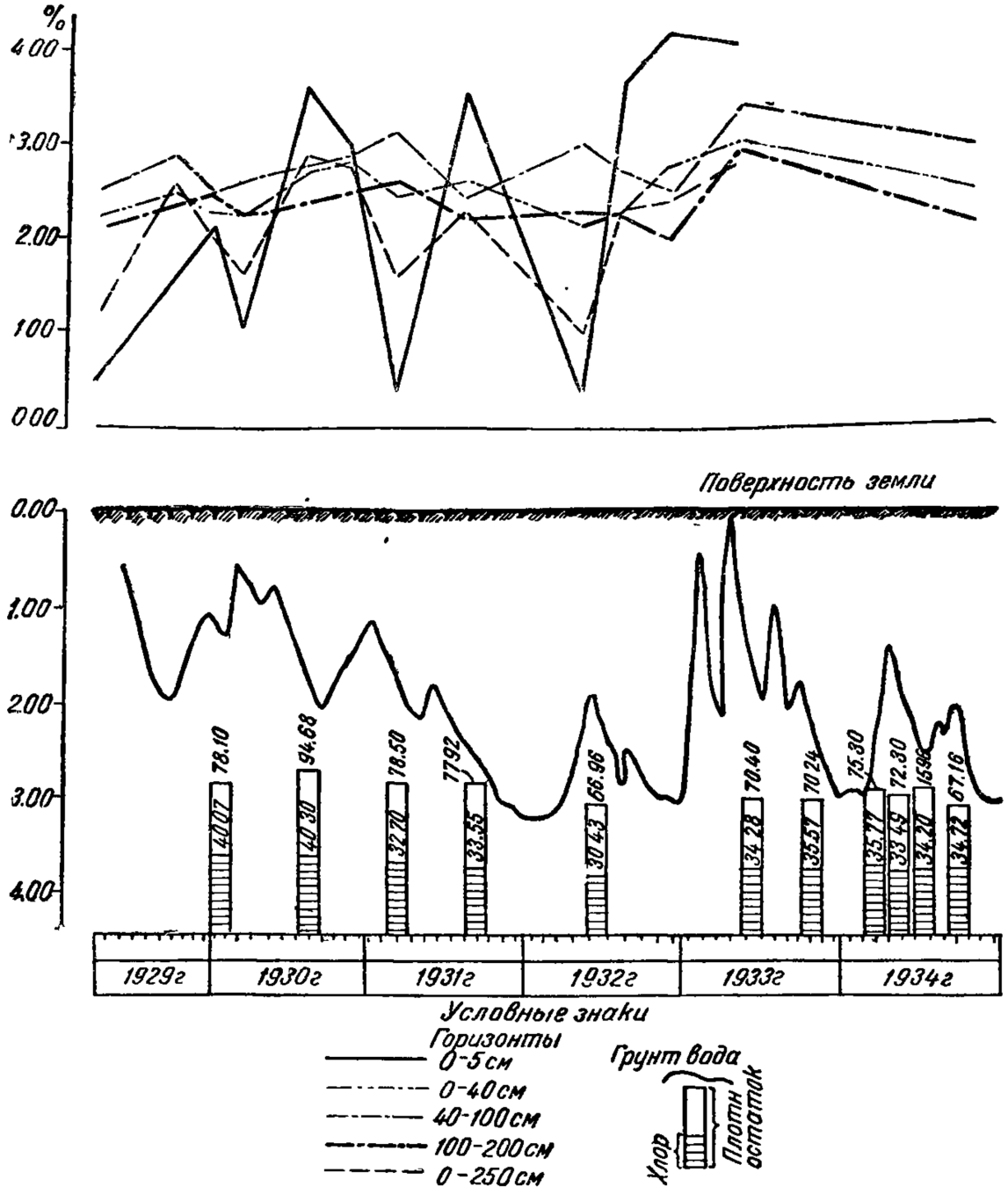


Рис. 43. Динамика солевого режима солончака Северной Мугани (Курушин). Точка 549.

колебавшегося до этого в пределах 0,5—2 м. С 1930 г. и к концу 1931 г. минимальные уровни грунтовой воды опускаются до 3 м, а послеаратные подъемы достигают 2 и 1 м от поверхности. Между динамикой солей почвы и грунтовой водой видна тесная связь: с повышением уровня грунтовых вод намечается повышение запаса легкорастворимых солей в самых верхних горизонтах почвы. Наиболее резко динамика солей выражена в верхних 0—5 см почвы, где в зимне-весеннее время под влиянием естественного рассоления сумма солей опускается до 0,5—1,0%, а в разгаре сезонного летнего соленакопления повышается до 2—4%.

В ослабленном виде это же отмечается для горизонта 0—40 см. На

больших глубинах динамика солей носит обратный характер. В периоды накопления солей в горизонте 0—5 см — в горизонтах 40—100 см и особенно 100—200 см происходит уменьшение содержания солей. Наоборот,

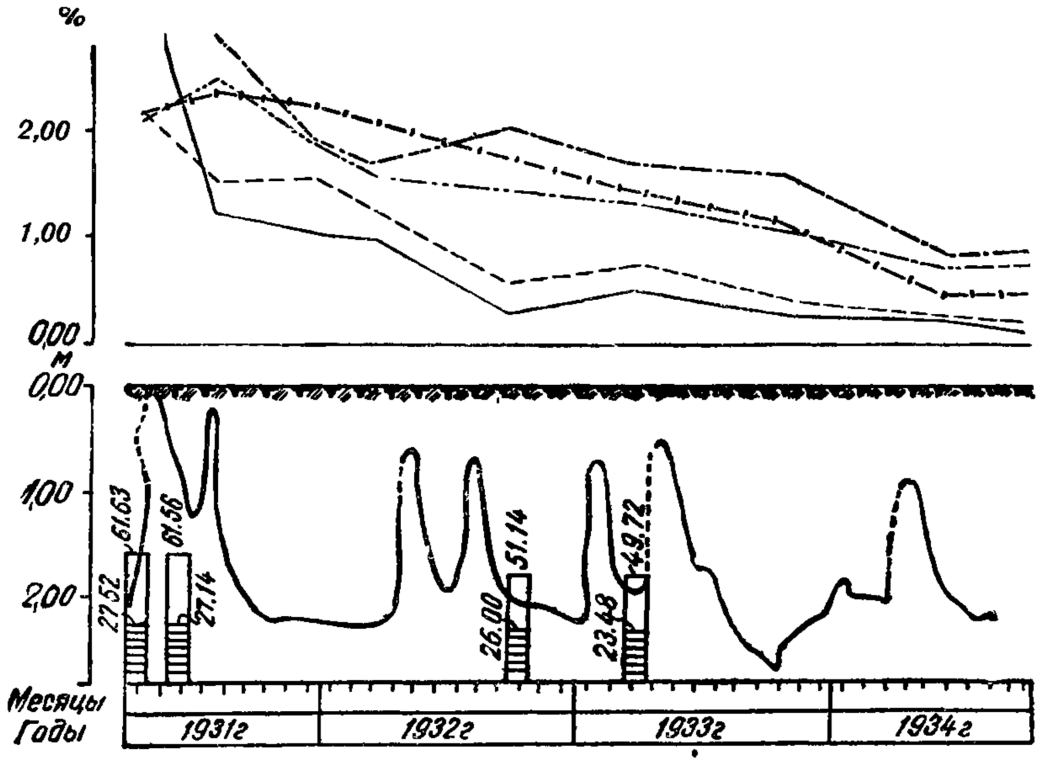


Рис. 44. Динамика солевого режима солончаков Мугани на фоне работы глубокого дренажа; точка № 38 в 175 м от дрены (Курушин).

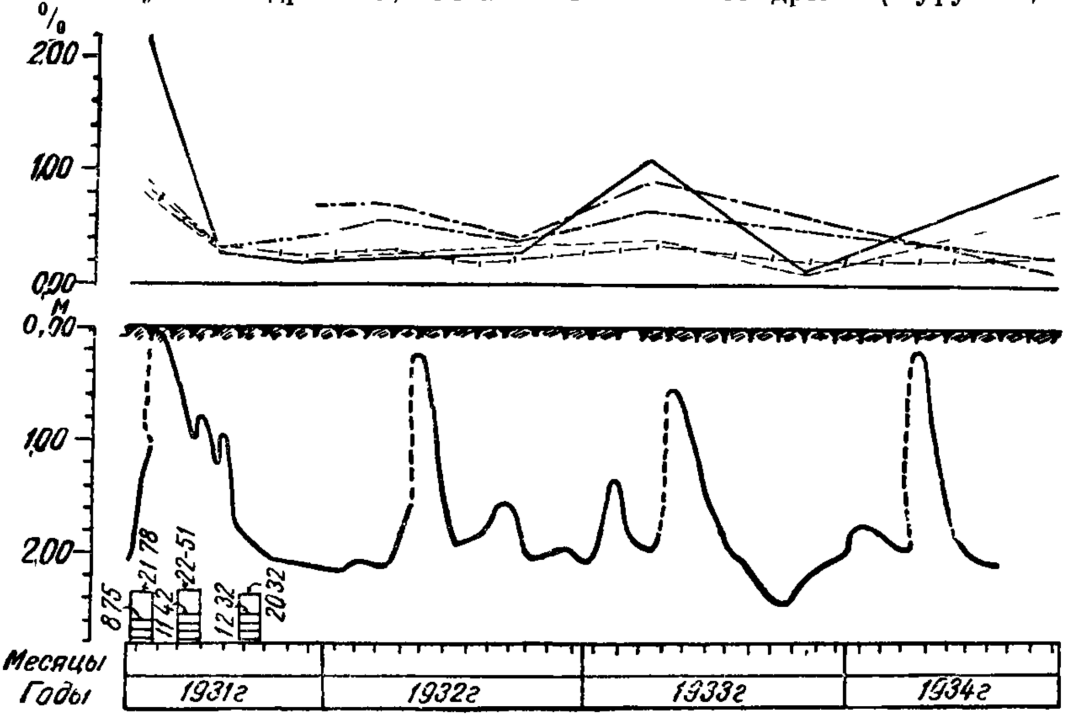


Рис. 45. Динамика солевого режима солончаков Мугани на фоне глубокого дренажа; точка № 40 вблизи дрены (Курушин).

в период уменьшения солей в верхнем слое почвы содержание солей на глубине 100—200 см возрастает за счет вмывания сверху.

Интересна кривая динамики запаса солей в толще 0—250 см. По ней отчетливо видно небольшое увеличение суммы солей в летнее время и уменьшение их во влажные периоды.

В общем за период 1929—1934 гг. солевой режим почвы на точке № 549 носил характер обратимого, т. е. суммарный запас солей менялся мало.

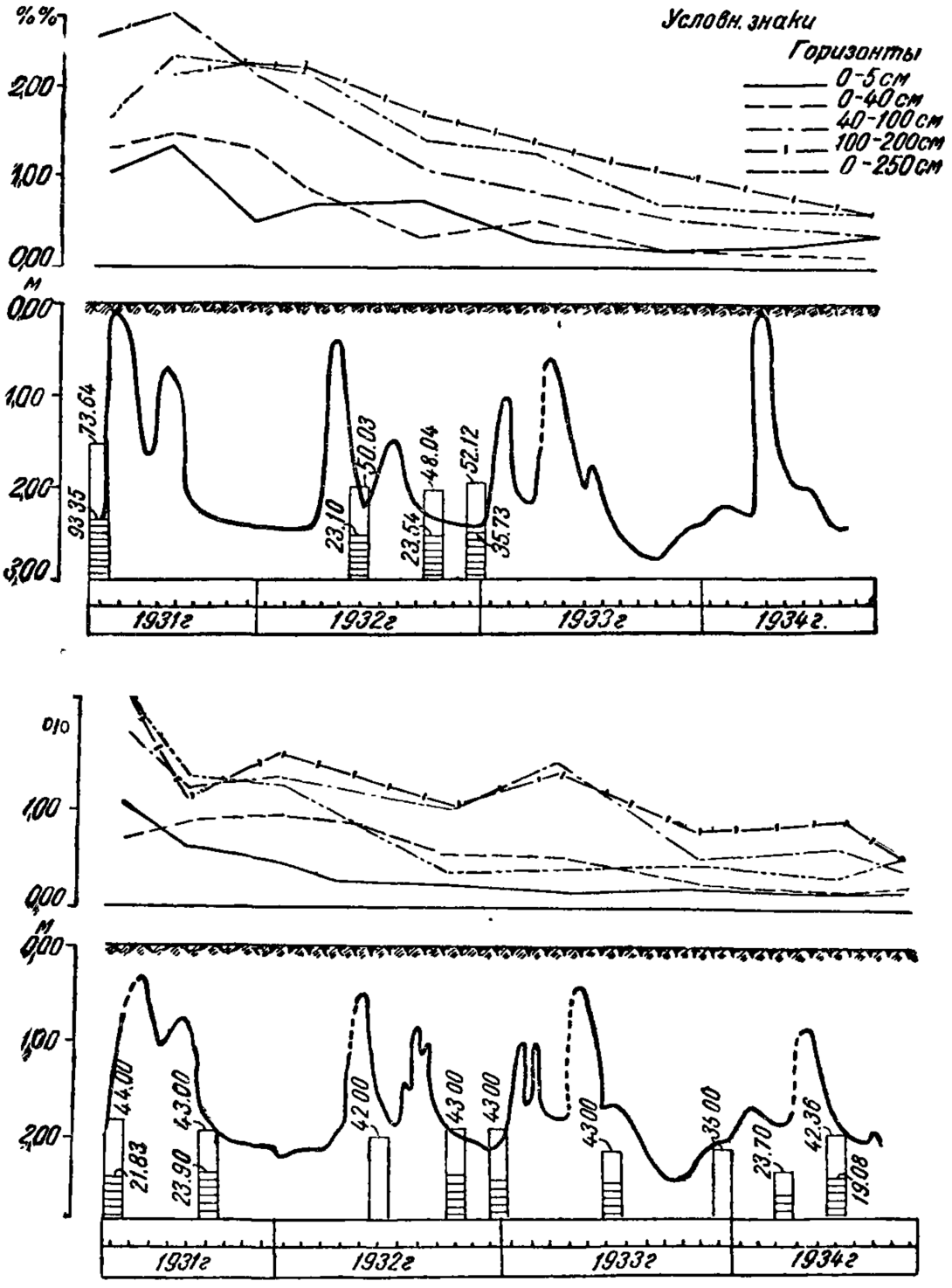


Рис. 46. Динамика солевого режима солончаков Мугани на фоне работы глубокого дренажа; точки № 37, 39, удаленные на 75 м от дрен.

Совершенно иначе протекала за эти же годы с 1931 г. по 1934/35 г. динамика солей в засоленных почвах поливных дренированных территорий. Здесь всюду в большей или меньшей степени был выражен сезонно-необратимый, направленный в сторону рассоления тип солевого режима.

Поливы с 1931 г. проводились обычно в апреле—мае и июне—июле нормами воды 2500—3000 м³/га. В отдельные годы при этом в зимне-ве-

сеннее время давались араты. Из данных, показанных на рис. 44—46, можно видеть, что уже после первого полива, дававшегося в апреле 1931 г., общий запас солей в почве и особенно в верхних 0—5 см и 0—40 см горизонтах начал интенсивно уменьшаться. В верхнем слое (0—5 см) при этом можно еще отметить признаки летнего сезонного засоления. Скорость рассоления почвы под влиянием поливов, аратов и воздействия глубокого дренажа была тем больше, чем ближе были расположены наблюдательные участки к дренам. Это можно видеть из сопоставления динамики солевого режима точек 37, 39, удаленных на 75 м от дрен, с точкой 38, удаленной на 175 м от дрены, и точкой 40, расположенной вблизи дрены. Точка 40 обнаруживает, что к середине 1931 г. после двух поливов во всех горизонтах почвы сумма солей упала до величины 0,2—0,3%, хотя до освоения и дренажа сумма солей в верхнем 0—5 см слое почвы была больше 2%.

Несмотря на то, что специальные промывки не давались и зимние араты, имевшие значение в дополнительном рассолении почвы, применялись, по указанию М. В. Курушина, лишь в 1933 и 1934 гг., каких-либо признаков реставрации засоленности динамика солевого режима не обнаруживает. Наиболее энергичный характер рассоление носит в течение первых 2 лет. В последующем рассоление протекает медленнее, и наконец устанавливается обратимый тип солевого режима, и почвы превращаются в незасоленные.

Итак, смена типов солевого режима глубоко дренированных засоленных почв под влиянием поливов протекает следующим образом: установившийся тип солевого режима солончака в первые 3—4 года сменяется сезонно-необратимым солевым режимом рассоления, который в первые 1—2 года протекает особенно бурно. В дальнейшем устанавливается сезонно-обратимый тип солевого режима, соответствующий установившимся под влиянием дренажа типам режима грунтовых вод и влажности.

М. В. Курушин к 1935 г. произвел детальное сопоставление материалов, рисующих динамику солевого режима почв дренированной территории Муганской опытной станции. Мы заимствуем из его материалов табл. 111, иллюстрирующую солевой режим скважины № 31, которая расположена в 175 м от IV дрены на междренье III—IV.

В ноябре 1930 г., т. е. до начала работ дренажа и до орошения, эта точка имела грунтовые воды на глубине 2,4 м, содержавшие 42,22 г/л солей.

На долю Cl' в том числе приходилось 19,6 г/л. На 29 апреля 1931 г. почва содержала в толще 0—200 см 1—2;5% легкорастворимых солей и в том числе 0,2—0,4% Cl'. В верхнем слое 0—5 см под влиянием сезонного рассоления в этот период содержалось 1,0% легкорастворимых солей и в том числе 0,23% Cl'. Уже в июне 1931 г. сумма солей в толще 0—250 см упала до 0,2—0,8%. В верхнем горизонте 0—5 см сумма солей упала до 0,23%, т. е. в 4,5 раза. Содержание же Cl' в верхнем слое 0—5 см уменьшилось в 10 раз до 0,02%, а в слое 0—40 см почти в 4 раза, с 0,15 до 0,04%. К осени к концу 1931 г. почва обнаружила признаки сезонного засоления. Однако, сумма солей во всем профиле и в отдельных горизонтах не смогла

Таблица 111

Изменение засоленности почв и минерализации грунтовых вод под влиянием глубокого дренажа

(Муганская оп. ст., скважина № 31, М. В. Курушин)

Дата		Минерализац. гр. воды г/л	Глубина в см							
			0—5		0—40		40—100		100—200	
			Пл. ост. в %	Cl в %	Пл. ост. в %	Cl в %	Пл. ост. в %	Cl в %	Пл. ост. в %	Cl в %
1930 г.	10.XI	42,2	—	—	—	—	—	—	—	—
1931 г.	29.IV	31,5	1,0	0,23	0,7	0,15	1,5	0,44	2,5	0,4
	13.VI	—	0,2	0,02	0,4	0,04	0,6	0,04	0,8	0,2
	5.X	—	0,4	0,16	0,4	0,12	0,7	0,23	0,9	0,4
	28.XII	—	0,2	0,02	0,4	0,10	0,7	0,25	0,9	0,4
1932 г.	26 III	—	0,2	0,02	0,5	0,14	—	—	—	—
	11.VI	33,3	—	—	—	—	—	—	—	—
1933 г.	26.X	—	0,17	0,06	0,2	0,17	—	—	0,3	0,09
	18.XII	23,VI	—	—	—	—	—	—	—	—
1934 г.	13.X	—	0,32	0,009	0,2	0,17	—	—	0,4	0,07
	13.XII	19,3	—	—	—	—	—	—	—	—
1935 г.	21.III	21,4	—	—	—	—	—	—	—	—
	XI	—	0,13	0,03	0,1	0,03	0,3	0,03	0,4	0,09

вернуться к исходному состоянию. Рассоление продолжалось вплоть до 1933 г., после чего сумма солей на осенний период каждого последующего года в толще почвы 0—250 см колебалась лишь в пределах 0,1—0,2—0,4%, т. е. процесс рассоления почвы в пределах возможных при данных глубинах дренажа и данном типе поливов был практически закончен, и после сезонно-необратимого режима рассоления установился сезонно-обратимый солевой режим.

Характерно, что за этот же период резко уменьшилась минерализация грунтовых вод и степень их хлоридности: с 42 г/л сумма солей упала до 21 г/л, а содержание Cl′ уменьшилось с 19 г/л в 1930 г. до 8 г/л в 1935 г. Этот процесс уменьшения минерализации грунтовых вод на дренированной освоенной территории характерен для всей станции.

О коренном суммарном изменении солевого режима и баланса всей дренированной и освоенной территории можно судить при сопоставлении состояния засоленности почв в 1927—1928 гг. и в 1935 г. (В. Р. Волобуев). Из данных табл. 112 видно, что на дренированной и освоенной (промывки, поливы) территории полностью исчезли солончаки с засолением 1,5—2,0%, почти исчезли (10%) почвы с засоленностью 1,0—1,5% и сильно сократились площади почв с засоленностью 0,5—1,0%. В то же время группа незасоленных почв (<0,25% солей), ранее составлявшая 3—9% поверхности, увеличила свою площадь до 17% и вместе со слабозасоленными почвами, площадь которых также увеличилась (28%), составила 45% территории станции.

Наблюдения М. В. Курушина, произведенные в 1941 г., показали дальнейшее прогрессивное рассоление почв и грунтовых вод станции. Почвы,

Таблица 112

Изменения степени засоленности территории Муганской опытной станции под влиянием глубокого дренажа, промывок, поливов (В. Р. Волобуев)

Горизонты почв в см	Градации засоления в %				
	<0,25	0,25—0,5	0,5—1,0	1,0—1,5	1,5—2,0
1927—1928 гг.					
0— 15	9,3	49,5	26,2	11,7	3,3
0— 30	7,0	31,0	27,0	27,0	8,0
30—100	3,6	16,8	51,2	22,4	6,0
Вся голща	—	19,8	52,0	21,0	6,2
1935 г.					
0— 15	57,0	33,9	6,6	2,5	—
0— 30	52,9	29,2	10,9	7,0	—
30—100	37,5	10,2	42,0	10,3	—
Вся толща	17,4	28,4	43,9	10,2	—

исходное (1931 г.) засоление которых достигало 1—1,5—3,0%, содержала через 10 лет работы глубокого дренажа и использования в орошаемом хозяйстве 0,12—0,30% солей в толще 200 см (табл. 113).

Таблица 113

Изменение типичных почв Муганской станции за 10 лет работы дренажа

(М. В. Курушин, в %)

Глубина в см	Наблюдательные точки							
	№ 2		№ 1/760		№ 2/763		№ 3/647	
	IV.31 г.	V.41 г.	VI.31 г.	V.41 г.	IV.31 г.	V.41 г.	IV.31 г.	V.41 г.
0— 5	1,18	0,21	1,20	0,10	0,98	0,21	0,20	0,15
5— 15	0,52	0,12	—	—	—	—	—	—
15— 30	0,95	0,20	0,96	0,10	0,73	0,11	1,49	0,12
30— 45	1,66	0,19	—	—	—	—	—	—
45— 60	1,76	0,17	—	—	—	—	—	—
60— 75	1,83	0,22	—	0,12	1,55	0,12	2,82	0,18
75— 90	—	—	—	—	—	—	—	—
90—105	2,97	0,25	—	—	—	—	—	—
105—120	1,94	0,26	—	—	—	—	—	—
135—150	—	—	1,20	0,23	0,47	0,14	—	—
180—195	—	—	—	—	—	—	—	—

За этот же десятилетний период, по наблюдениям М. В. Курушина, произошло почти полное опреснение грунтовых вод и переход их из рассолов с минерализацией 45—60 г/л в опресненные и уже практически

почти не вредные для растений грунтовые воды с минерализацией 6—12 г/л (табл. 114).

Рассмотрев примеры динамики солевого режима засоленных почв под влиянием промывок и поливов на фоне глубокого дренажа, можно сформулировать следующие важнейшие выводы.

Таблица 114

Изменение минерализации типичных грунтовых вод Муганской опытной станции под влиянием глубокого дренажа и орошения

(М. В. Курошин, г/л)

Годы	Наблюдательные пункты		
	№ 865	№ 1015	№ 512
1933	49,7	63,0	45,6
1941 *	11,9	10,5	5,8

Поливы и промывки солончаков, дренированых на глубину 3—3,5 м, вызывают коренные изменения водно-солевого баланса почв и грунтовых вод, обусловливая интенсивное общее рассоление почвенного профиля и грунтовых вод в короткий период. При этом в течение первых нескольких лет устанавливается сезонно-необратимый солевой режим рассоления, переходящий в конечном счете в сезоннообратимый солевой режим. Запас солей в почвах и грунтовых водах прогрессивно уменьшается.

Каких-либо признаков реставрации засоленности и засоления прилегающих к освоенному массиву территорий не наблюдается. Наоборот, на прилегающих неорошаемых и, в особенности, орошаемых массивах констатируется, как показал опыт Муганской мелиоративной станции, также развитие процессов рассоления. Многократного повторения промывок для освоения засоленных почв при условии применения глубокого дренажа 3—3,5 м не требуется, так как полное рассоление солончаков достигается одной промывкой и поддерживается вегетационными поливами.

Все это позволяет в короткий срок включить в культуру солончаковые почвы и солончаки большими сплошными массивами и получать на них устойчивые высокие урожаи сельскохозяйственных растений.

При закладке среднеглубокого дренажа (2—2,5 м), как показал опыт Золотоордынской и Федченковской станций, хотя и происходит существенное изменение водно-солевого баланса и режима солончаков и грунтовых вод, но реставрация засоленности после промывок длительное время в той или иной мере сохраняется, снижая урожаи сельскохозяйственных растений. Борьба с реставрацией засоления требует повторного применения промывок или профилактических поливов, а также добавочных вегетационных поливов.

Уменьшение запаса солей и рассоление солончаков протекает при этом медленно; при ухудшении агротехники, изреженности культур и недополивах обычна реставрация засоленности.

При неглубоком дренаже (1,5—2 м) процесс рассоления солончаков с помощью промывок вследствие слабого изменения солевого баланса протекает очень медленно. После промывок в течение вегетационного пе-

* Как показали послойные наблюдения, опреснением охвачен слой грунтовых вод мощностью не менее 1,5—2,0 м.

риода восстанавливается исходная засоленность почв и высокая минерализация грунтовых вод, что требует ежегодного повторения промывок для нового перераспределения солей Однако даже мелкий дренаж способствует о ч е н ь медленному, растянутому на р я д л е т опреснению грунтовых вод и общему рассолению освоенных солончаковых почв, позволяя вовлечь в культуру солончаковые перелоги. Промывки засоленных почв на фоне мелкого дренажа угрожают опасностью засоления прилегающих территорий и требуют, таким образом, сниженного КЗИ В целях поддержания физиологически благоприятных для сельскохозяйственных растений концентраций и состава солей необходимы добавочные вегетационные (2—3) поливы.

Промывки солончаков и сильнозасоленных почв с минерализованными грунтовыми водами в условиях отсутствия дренажа не меняют солевого баланса территории, а лишь перераспределяют запасы солей, приводя к усилению процессов естественного сезонного рассоления и способствуя постепенному перемещению легкорастворимых солей в стороны от осваиваемого массива Промывки этого типа могут удаваться лишь при малом КЗИ и не решают проблемы сплошного освоения территории, хотя и позволяют использовать промываемые засоленные почвы под сельскохозяйственные культуры Восстановление засоленности в конце вегетационного периода протекает исключительно сильно, причем степень засоленности зачастую превышает исходную до промывки Это требует ежегодного применения промывок и усиленного поливного режима Окружающие территории находятся перед опасностью роста засоления

Как мелкая, так и глубокая дренажная сеть обеспечивают успешность промывок и устойчивого освоения солончаков лишь при условии беспрепятственного и бесподпорного отвода соленых грунтовых и дренажных вод В обратных случаях, пока минерализация грунтовых вод не снизится до 3—5 г/л, нарушение работы дренажа приводит к реставрации засоленности почв Столь же губительно для дренированных территорий прекращение на них сельскохозяйственной культуры, орошения и забрасывание их в перелог Как показал опыт Муганской и Золотоордынской мелиоративных станций, в таких случаях дренированные и рассоленные почвы вследствие испарения грунтовых вод вновь засоляются

Эффективная работа дренажа при рассолении и освоении солончаковых почв возможна лишь на высоком уровне его эксплоатации и в сочетании с высоким агротехническим комплексом

8. Важнейшие закономерности солевого режима, регулирование динамики солей и вопросы коренной мелиорации солончаков и солончаковых почв

Анализ конкретных примеров солевого режима засоленных почв позволяет установить ряд общих закономерностей динамики солей и обосновать принципы регулирования солевого режима и его коренного улучшения (мелиорации).

Сезонное накопление в почвенном профиле и особенно в его верхних горизонтах под влиянием летнего испарения близких к поверхности (1,5—

2,0 м) грунтовых вод обнаруживают все соли, находящиеся в растворе. Малорастворимые соли $CaCO_3$ и $CaSO_4$ при этом необратимо накопляются в почвенных горизонтах, не возвращаясь в дальнейшем в почвенный раствор и грунтовые воды. Выпадающие на холоду, но высоко растворимые при повышенных температурах сернокислые соли Na накопляются в верхних горизонтах в периоды сезонного засоления почв вместе с другими легкорастворимыми солями, но во влажные холодные периоды выщелачиваются лишь частично, оставаясь в почве. Такие легкорастворимые соли, как NaCl, $MgCl_2$ и $MgSO_4$, в осенне-зимне-весенний влажный период, растворяясь и поступая вновь в почвенный раствор, опускаются с нисходящими фильтрационными водами в нижнюю часть профиля почвы и в грунтовые воды. В итоге происходит необратимое накопление $CaCO_3$ и $CaSO_4$, а также частично Na_2SO_4 в твердой фазе почв и грунтов и накопление легкорастворимых солей типа NaCl, $MgCl_2$, $MgSO_4$ и Na_2SO_4 в почвенных растворах и грунтовых водах.

Сезонная динамика солей в почвах, связанных с грунтовыми водами, составляется из двух основных циклов: сезонного засоления и сезонного рассоления. В поливных, незасоленных почвах сезонное засоление часто смещается на неполивной период, т. е. на осень или на весну.

Весной в пахотном горизонте сумма солей даже в самых засоленных орашаемых почвах редко превышает 100—75 м-экв. В составе их при этом преобладают SO_4'', $Ca^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$; Cl' и $Mg^{\cdot\cdot}$ занимают подчиненное место, отражая процесс их сезонного выщелачивания. Осенью сумма солей в верхних горизонтах увеличивается во много раз—до 350—500 м-экв, причем чем выше степень засоленности почвы, тем большее место в составе солей занимают хлориды Mg и Na, выходя в их сумме на первое место.

Отнеся осеннее содержание солей к весеннему, можно установить так называемый коэффициент сезонного засоления — CAC, характеризующий сезонную накопляемость того или иного соединения в том или ином горизонте почвы. Наибольшим коэффициентом сезонного соленакопления обладают Cl'—до 10—40, $Mg^{\cdot\cdot}$— до 8—15—25 и $Na^{\cdot}$ — до 8—30. Остальные ионы не обнаруживают столь интенсивного накопления, и их коэффициенты CAC выражаются значительно меньшими величинами: SO_4'' 1—5, $K^{\cdot}$ 1—5, NO'_3 до 6; $Ca^{\cdot\cdot}$, как правило, почти не обнаруживает сезонного накопления в составе легкорастворимых солей, так как он переходит в форму малорастворимых соединений.

По сумме солей, переходящих в водную вытяжку, коэффициенты CAC от весны к осени для верхних горизонтов почвы выражаются величинами 1,5—5, иногда 10. Соли, обладающие максимальными коэффициентами CAC, естественно, подвержены максимальному выщелачиванию в период сезонного рассоления и при поливах. Соответственно эти соли должны накапливаться в почвенных растворах и в грунтовых водах.

Сезонная и межполивная динамика солей в засоленных почвах протекает по всему профилю, включая грунтовые воды. Последние принимают нисходящие концентрированные растворы $MgCl_2$, NaCl, $MgSO_4$ и в мень-

шей степени Na_2SO_4 при рассолении, а летом и после поливов отдают их с новыми порциями солей в почвенный профиль. Наиболее активной зоной солевого сезонного и межполивного режима являются верхние 50—100 см почвы. Максимальных размеров динамика сезонного и межполивного солевого режима достигает в пахотном горизонте и в особенности в слое 0—5 см и 0—2 см. В толще почвенных горизонтов над грунтовой водой коэффициент САС остается обычно небольшим 1—1,2—1,3; в пахотных же горизонтах он выражается величинами 1 5—3 5. Для хлоридов коэффициенты САС достигают наибольших величин. В слое 0—2 см они по плотному остатку достигают 10, а для Cl' — 50—100—140.

Сезонная динамика солей и коэффициенты САС зависят от механического состава, структуры и сложения почвообразующей породы, стадии процессов засоления в почвах, режима их орошения, сельскохозяйственной культуры, обработки.

Выше доказано, что засоленные почвы Центральной Ферганы, образованные на тяжелых слоистых аллювиально-пролювиальных отложениях, несмотря на более близкие и высокоминерализованные грунтовые воды, обладают меньшими коэффициентами САС, чем засоленные почвы Голодной Степи, развитые на легких капиллярноактивных лёссах.

По мере роста степени засоленности почв, увеличения концентрации растворов и образования на поверхности почв пухлого соленосного горизонта скорость испарения почвенно-грунтовых вод уменьшается, сводясь к очень малым величинам, что в итоге приводит и к затуханию сезонной динамики солей. Доказано, что в п у х л ы х солончаках и Ферганы и Голодной Степи сезонное засоление выражается минимальными коэффициентами САС. Образование плотных осолонцованных горизонтов с поверхности почвы, ослабляя испарение почвенно-грунтовых вод, также ослабляет динамику сезонного засоления и обусловливает уменьшение коэффициентов САС (табл. 115).

Таблица 115

Пределы колебания коэффициента САС в верхних горизонтах засоленных почв

Ионы	Пухлый неорошаемый солончак		Солончак на орошаемом поле		Солонц. солонч. почвы Ферганы
	Фергана	Голодная Степь	Фергана	Голодная Степь	
Cl	1	10	6,6	40—140	3
NO_3	—	—	17	—	—
SO_4	1,3—1,7	3	4	3—5	1—1,6
Mg	0.5—1	8	6	16—25	1
Na	1,3—3,0	8	5—6	30	1,5
K	1—1,7	5	3	1	—
Ca	1	1	1	2	—
Плотн. ост.	1,4	3	3,5—4	10	1,6

Динамика солевого режима в неорошаемых засоленных почвах протекает иначе и слабее, чем в почвах орошаемых. Сезонное соленакопление и величина коэффициентов САС в орошаемых засоленных почвах в несколько раз выше, чем в почвах неорошаемых. Причины заключаются в том, что через поверхность орошаемых засоленных почв испаряются значительные массы грунтовых вод, стоящих, как правило, ближе к поверхности, чем в почвах неорошаемых.

Регулирование солевого режима в орошаемых засоленных почвах должно осуществляться с помощью травопольных севооборотов, обработки почв и поливов, а также — на почвах с сильно выраженным сезонным засолением — зимними профилактическими поливами, аратами и на наиболее засоленных орошаемых почвах — промывками. Работами Золотоордынской и Муганской опытных станций доказано, что тщательное рыхление (кетменевание) почв после поливов на глубину 10—20 см способствует очень сильному ослаблению соленакопления в пахотном горизонте.

Во всех случаях понижения качества агротехники, особенно при ухудшении равномерности поливов, равномерности и густоты стояния сельскохозяйственных растений, процесс сезонного соленакопления вследствие одностороннего преобладания испарения резко нарастает и приводит к накоплению солей с образованием солончаковых пятен и выпадов растений.

Недополивы засоленных почв, имеющих близкие минерализованные грунтовые воды, и длительное поддержание в них влажности в пределах около 50—60% полевой влагоемкости, приводят к резкому усилению сезонного засоления. Поддерживая с помощью поливов влажность засоленных почв не ниже 70—80% полевой влагоемкости, можно ослабить и прекратить сезонное засоление. Во многих случаях при этом можно добиться на фоне коллекторов со временем рассоления почв.

Каждый полив является мощным фактором регулирования солевого режима пахотного и корнеобитаемого горизонтов почв, уменьшая количество и концентрацию солей, способствуя изменению их качественного состава в сторону повышения доли участия $Ca^{\cdot\cdot}$, SO''_4 и уменьшения Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$ и $Na^{\cdot}$.

Рассоляющее влияние поливов на засоленных почвах в июле—августе ограничивается 5—6 днями, после чего сезонное засоление возобновляется с новой и увеличенной силой. Поэтому межполивные периоды в июле—августе на сильнозасоленных почвах следует не затягивать.

Культура люцерны в случае нормальных всходов и хорошего развития благодаря транспирации и притенению на средне- и слабозасоленных, а также на хорошо промытых почвах обладает высоким эффектом закрепления рассоляющего влияния промывок и поливов и этим сильно снижает сезонное засоление, доводя почву к осени до полного опреснения.

На непромытых и плохо промытых солончаках и в случае недополивов люцерна гибнет, и оголенные пространства на полях люцерны, подвергаясь сильному сезонному засолению, постепенно засоляются все больше, портя поле и снижая значение люцерны как предшественника.

Сезонное засоление почв при прогрессивном засолении приводит, в случае непринятия мер, к накоплению легкорастворимых солей в корнеобитаемом и пахотном горизонтах почв в таких количествах (0,8—1,0%, Cl' — 0,05%), которые не позволяют весной следующего года нормально всходить и развиваться сельскохозяйственным растениям.

Мощным средством уничтожения последствий необратимого сезонного засоления и подготовки сильнозасоленных почв к посеву, всходам и вегетации сельскохозяйственных растений являются зимние профилактические поливы и араты, которые необходимо давать на засоленных почвах в зимнее и ранне-весеннее время (норма 1 500—2 500 м³/га). Профилактические поливы и араты в бездренажных условиях в сочетании с правильными поливами являются единственным эффективным орудием регулирования солевого режима сильнозасоленных почв и приспособления его для успешного возделывания сельскохозяйственных растений. Однако добавочные поливы и зимние профилактические поливы в бездренажных условиях дают положительный результат лишь при сниженном коэффициенте земельного использования засоленных почв. При близких грунтовых водах (1,5—2 м) и при высокой их минерализации (более 10—15 г/л), а также при высоких степенях засоления почв профилактические и добавочные вегетационные поливы в бездренажных условиях не в состоянии обеспечить поддержание благоприятных концентраций и состава солей в сильнозасоленных почвах, остановить сезонное засоление и обеспечить нормальную вегетацию и продуктивность сельскохозяйственных растений.

В этих случаях возникает необходимость коренной мелиорации сильнозасоленных почв с помощью промывок. Промывки солончаков в бездренажных условиях обеспечивают возможность рассолить и подготовить почвы к всходам и вегетации сельскохозяйственных растений. Если местность обладает хотя бы слабой естественной дренированностью и минерализация грунтовых вод при этом не столь высока (до 10—15 г/л), а степень освоенности всей территории неполная, удается удержать с помощью добавочных поливов рассоленность почв в течение вегетационного периода и получать удовлетворительный урожай. При этом, однако, широко распространено вторичное засоление соседних неорошаемых пустующих территорий, куда оттесняются промывные и избыточные воды и соли. Вместе с тем сезонное засоление к осени в подобных случаях проявляется с большой силой и требует повторения промывок. При большой засоленности почв (1,5—3%), высокой минерализации грунтовых вод (15—50 г/л), низкой дренированности территории промывки в бездренажных условиях не могут обеспечить рассоления почв даже на один вегетационный период, — засоленность восстанавливается в первые же месяцы вегетации растений, урожай гибнет частично или полностью, и к осени степень засоленности почвы оказывается такой же или выше, чем она была до промывок.

Сооружение мелких коллекторов и водосбросов, обеспечивая небольшой отток подземных вод, способствует повышению эффективности промывок, ослаблению сезонного засоления и реставрации засоленности после

промывок, а при применении правильного режима орошения позволяет получить хорошие урожаи сельскохозяйственных растений. Все же сезонное засоление, хотя и ослабленное, требует при этом повторения промывок или профилактических поливов и аратов. Процесс рассоления солончаков растягивается на длительный период. Сохраняется всегда опасность засоления соседних участков, а также сильно выраженной реставрации засоленности с выпадением земельных участков из сельскохозяйственного оборота.

Быстрое и устойчивое сплошное сельскохозяйственное освоение солончаков и сильнозасоленных земель, коренное изменение их солевого режима возможно только на основе применения глубокого (2,5—3 м) дренажа, обеспечивающего эффективность проведения промывок, рассоляющее влияние поливов и, в сочетании с высокой агротехникой и правильным севооборотом, — ликвидацию как сезонного засоления, так и реставрации засоленности

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Проблема борьбы с засолением почв при орошении и ее значение в народном хозяйстве СССР (Введение) 3

Часть первая

Общие закономерности процессов миграции и аккумуляции солей

Глава I. Происхождение, движение и накопление солей 14

1. Поступление солей из океана на сушу 18
2. Поступление солей из месторождений каменной соли (соляные купола) 20
3. Эоловый круговорот солей 22
4. Биологические циклы движения и накопления солей 27
5. Оросительные воды как источник солей в поливных почвах 43

Глава II. Солевой баланс почв и территорий 48

1. Понятие о солевом балансе 48
2. Элементы солевого баланса 49
3. Типы солевого баланса 51
4. Солевой баланс почвы 53
5. Солевой баланс поля-массива 56
6. Солевой баланс оазиса-ландшафта 62
   а) Схема солевого баланса Каспийской низменности 64
   б) Схема солевого баланса Голодной Степи 67
   в) Схема солевого баланса северной части долины р. Вахш 69
   г) Схема солевого баланса долины Мезилла (р. Рио-Гранде) и долины Юма (р. Колорадо) 71

Глава III. Современные центры соленакопления в почвах СССР и сопредельных стран 74

1. Приуроченность засоленных почв к областям континентального климата 74
2. Приуроченность засоленных почв к аккумулятивным областям и понижениям рельефа 80
   а) Внутриматериковые впадины ороrельефа 80
   б) Левобережные части аллювиальных равнин и нижних террас . . . 81
   в) Значение макро- и мезорельефа 82
   г) Значение микрорельефа 87
   д) Значение гребней и неровностей на поле 88

Стр.
3. Схема распределения засоленных почв на территории СССР 90
а) Провинция хлоридного соленакопления 90
б) Провинция сульфатно-хлоридного соленакопления 91
в) Провинция хлоридно-сульфатного соленакопления 92
г) Провинция сульфатно-содового соленакопления 92

Часть вторая

Процессы засоления почв, грунтов и грунтовых вод

Глава I. Соленакопление в грунтовых водах 96

I. Факторы минерализации грунтовых вод 96

1. Исходный химизм источников, питающих грунтовые воды 96
а) Питание грунтовых вод растворами, циркулирующими в толще изверженных пород. 96
б) Питание грунтовых вод растворами, циркулирующими в толще осадочных соленосных пород 97
2 Свойства водовмещающих горизонтов и взаимодействие грунтовых вод с ними 98
а) Растворение солей, находящихся в породе 98
б) Изменение растворимости солей в связи с усложнением минерализации грунтовых вод 98
в) Реакция между солями грунтовой воды 101
г) Обменные реакции между солями грунтовой воды и поглощенными катионами породы 105
3. Воздействие организмов на формирование минерализации грунтовых вод. 107
а) Влияние растительного покрова 107
б) Влияние микробиологического населения почв и грунтов 109
4 Значение характера водного баланса грунтовых вод и его элементов в минерализации грунтовых вод 111
а) Скорость движения грунтового потока 111
б) Близость грунтовых вод к поверхности и их испарение 112
в) Условия питания и оттока грунтовых вод 115

II. Основные закономерности соленакопления в грунтовых водах 117

1. Пределы накопления солей в грунтовых водах 117
2. Содержание и накопление в грунтовых водах ионов SiO_3'', $HSiO_3'$ . . 118
3. Содержание и накопление ионов HCO_3' 121
4. Содержание и накопление SO_4'' 121
5. Содержание и накопление Cl' 126
6. Содержание и накопление $Na^{\cdot}$ 128
7. Содержание и накопление $Mg^{\cdot\cdot}$ 129
8. Содержание и накопление $Ca^{\cdot\cdot}$ 132
9. Накопление и состав солей в различных слоях грунтовой воды . . . 133
10. Стадии формирования минерализации грунтовых вод 138
11. Сравнительная характеристика минерализации грунтовых вод главнейших областей соленакопления в СССР 141
12. Использование эмпирических кривых для определения состава солей в грунтовых водах по одному компоненту 145

Глава II. Соленакопление в почвенных растворах и их солевой режим 148

1. Значение почвенных растворов в изучении процессов соленакопления 148
2. Объекты и методы исследований 151

3. Концентрация и состав солей в почвенных растворах засоленных почв 153
а) Происхождение почвенных растворов в почвах 153
б) Пределы накопления солей в почвенных растворах 154
в) Осмотическое давление почвенных растворов 159
г) Состав солей в почвенных растворах в зависимости от их концентрации 161
д) Соотношение между солями, находящимися в почвенных растворах, и солями, находящимися в твердой фазе почвы 183
4. Динамика солей в почвенных растворах 203
а) Факторы режима почвенных растворов 203
б) Фазы сезонного режима почвенных растворов 203
в) Влияние полива на режим почвенных растворов 206
г) Динамика щелочности в почвенных растворах при поливах . . . 207
д) Динамика солей в почвенных растворах незасоленных почв Ферганы 215
е) Динамика солей в почвенных растворах слабозасоленных почв Голодной Степи 222
ж) Динамика солей в почвенных растворах засоленных почв 231
з) Динамика солей в почвенных растворах неорошаемых солончаков Голодной Степи 246

Глава III. Соленакопление в грунтах и почвах 255

1. Общие особенности соленакопления в грунтах и почвах 255
2. Выпадение в осадок и накопление в грунтах соединений железа (R_2O_3) 264
3. Выпадение и накопление в грунтах соединений кремнезема 266
4. Выпадение и накопление в грунтах и почвах карбонатов Ca и Mg . . . 267
5. Выпадение и накопление в грунтах и почвах сульфатов Ca 269
6. Выпадение и накопление в грунтах и почвах сульфатов Na 275
7. Выпадение из раствора и накопление в грунтах и почвах сульфатов Mg, хлоридов Na, Mg, Ca 277
8. Характеристика солей, аккумулирующихся в поверхностных горизонтах и соляных корах солончаков 278
9. Закономерности и географические ареалы накопления легкорастворимых солей в грунтах и почвах 282

Глава IV. Вторичное засоление почв при орошении . 285

1. Значение предшествовавших процессов соленакопления 286
2. Влияние полинной воды и режима орошения 288
3. Значение освоенности и культурного состояния территории 289
4. Стадии вторичного засоления 291
а) Стадия засоления почв вдоль новых ирригационных каналов . . . 291
б) Стадия общего засоления орошаемой территории 296
в) Стадия частичного рассоления староорошаемых территорий при одновременном засолении пустырей и периферии оазисов 306
5. Химизм вторичного засоления 316
а) Накопление углекислого кальция и гипса 316
б) Увеличение подвижности соединений кремнезема и железа . . . 320
в) Процессы связывания Mg и доломитизации 320
г) Изменения в составе и соотношениях солей и формирование солевого профиля 321

Часть третья

Водно-солевой режим засоленных почв

Глава I. Водный режим засоленных почв 326

1. Формы почвенно-грунтовых вод 326
2. Факторы, влияющие на режим почвенно-грунтовых вод 330
а) Приходные статьи режима почвенно-грунтовых вод 331

б) Расходные статьи режима почвенно-грунтовых вод 353
3. Показатели режима уровня грунтовых вод 380
а) Глубина залегания грунтовых вод 380
б) Амплитуда годового колебания уровня грунтовых вод 382
в) Продолжительность стояния грунтовых вод на определенном уровне 383
г) Скорость спада (понижения) уровня грунтовых вод 385
д) Ежегодный спад и подъем максимального и минимального уровня грунтовых вод 389
4. Типы режима грунтовых вод районов орошения СССР 391
А. Установившийся компенсированный (циклический) тип режима грунтовых вод 393
а) Подтип компенсированного подземным стоком режима грунтовых вод 395
б) Подтип компенсированного подземным стоком и транспирацией растений режима грунтовых вод 395
в) Подтип компенсированного транспирацией растений и испарением режима грунтовых вод 396
г) Подтип компенсированного испарением режима грунтовых вод . . 399
Б. Неустановившийся, положительно декомпенсированный тип режима грунтовых вод 400
а) Подтип положительно декомпенсированного увеличением питания режима грунтовых вод 401
б) Подтип положительно декомпенсированного ухудшением оттока режима грунтовых вод 407
В. Неустановившийся отрицательно декомпенсированный тип режима грунтовых вод 407
а) Подтип отрицательно декомпенсированного режима грунтовых вод за счет уменьшения их питания. 408
б) Подтип отрицательно декомпенсированного режима грунтовых вод за счет улучшения их подземного оттока. 411
5. Типы режима влажности засоленных и орошаемых почв 415
а) Режим влажности почв элювиального увлажнения 416
б) Режим влажности почв пленочно-капиллярного грунтового увлажнения 420
в) Режим влажности почв капиллярно-грунтового увлажнения . . 424

Глава II. Солевой режим почв орошаемых районов . 452

1. Понятие о сезонном солевом режиме почв и его типах 452
2. Солевой режим солончаков. 457
а) Солевой режим пухлых солончаков перелогов 457
б) Солевой режим корковых неорошаемых солончаков 461
в) Солевой режим мощных пухлых неорошаемых солончаков . . . 464
г) Солевой режим вторично засоленных солонцевато-луговых почв . 468
3. Солевой режим вторичных солончаков и солончаковых пятен на орошаемых полях хлопчатника и люцерны 470
а) Солевой режим солончаковых пятен на орошаемых полях Голодной Степи 471
б) Солевой режим солончаковых пятен на орошаемых полях Центральной Ферганы 487
4. Солевой режим слабо- и среднезасоленных орошаемых почв 492
5. Солевой режим незасоленных орошаемых почв 501
6. Солевой режим и вегетационные поливы засоленных почв 509

7. Солевой режим при профилактических поливах, аратах и промывках засоленных почв 524
а) Солевой режим засоленных почв при профилактических поливах и аратах 526
б) Солевой режим почв при культуре риса 534
в) Солевой режим при промывках солончаков 545
8. Важнейшие закономерности солевого режима, регулирование динамики солей и вопросы коренной мелиорации солончаков и солончаковых почв 563

Список основной использованной литературы и материалов приложен ко II тому.

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Академии Наук СССР

*

Редактор *С. Т. Попова*
Технический редактор *Е. Н. Симкина*
Переплет художника
Г. М. Рифтина

*

РИСО АН СССР № 2287 Заказ № 1017 Подписано к печати 23/VII 1946 г. А09685. Форм. бумаги 70 × 108¹/₁₆. Печ. л. 36. Уч. издат. л. 50. Тир. 2000

Набр. в 1-й образц. тип. треста «Полиграфкнига» ОГИЗа при Совете Министров РСФСР.
Москва, Валовая, 28.

Отпечатано во 2-й тип. Издат. АН СССР
Москва, Шубинский пер., 10