

А. П. РОЗОВ

МЕЛИОРАТИВНОЕ ПОЧВОВЕДЕНИЕ

ОТДЕЛ ХОЗЯИНА

ПРОФЕССОР
Л. П. РОЗОВ

МЕЛИОРАТИВНОЕ ПОЧВОВЕДЕНИЕ

*Издание второе,
исправленное и дополненное*

Под редакцией
профессоров В. А. ШАУМЯНА
и С. В. АСТАПОВА

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва — 1956

К ЧИТАТЕЛЯМ

Книга «Мелиоративное почвоведение» состоит из двух частей. В первой из них изложены вопросы почвообразования, физических и химических свойств почв, микробиологических процессов, протекающих в почвах, которые имеют большое значение при мелиорации земель. Главное место в этой части отведено рассмотрению вопросов засоления почв в природных условиях и при неправильном орошении и осушении земель, а также мероприятиям по предупреждению засоления, борьбе с ними и способам мелиорации солонцов.

Во второй части книги дается мелиоративная характеристика различных почвенных зон и отдельных мелиоративных объектов.

Подготовка рукописи ко второму изданию выполнена кандидатом биологических наук К. К. Битюковым.

Книга может служить пособием для производственников-мелиораторов, работающих в области орошения и осушения, научных работников, а также учащихся мелиоративных вузов и факультетов.

Замечания и отзывы просьба направлять по адресу: Москва, Б-66, 1-й Басманный пер., д. 3, Сельхозгиз.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга проф. Л. П. Розова «Мелиоративное почвоведение» впервые была издана в 1936 г.

Большая заслуга автора состоит в том, что он, опираясь на знания в области почвоведения и мелиораций, впервые изложил основные вопросы почвоведения применительно к условиям оросительных и осушительных мелиораций. С этой точки зрения книга Л. П. Розова имеет большое научное и производственное значение.

Отличительной чертой второго издания книги, исправленной и дополненной автором при жизни, является стремление подчинить изложение вопросов об оросительных и осушительных мелиорациях предотвращению явлений заболачивания и засоления орошаемых земель.

Л. П. Розов, в противоположность распространенной точке зрения о неизбежности засоления и заболачивания орошаемых земель, что получило отражение в первом издании, отмечает необходимость и возможность предупреждения засоления. В этой связи он пишет: «...задача рациональной организации борьбы с засолением почв заключается не столько в устранении уже имеющихся солей (это всего лишь первая и часто элементарная задача), сколько в борьбе с источниками засоления, т. е. в предупреждении засоления».

В мелиоративной литературе встречаются высказывания, что при орошении речной водой возможно засоление орошаемых земель. Л. П. Розов отмечает: «Большие реки несут, как правило, пресную воду, и такая вода не может явиться источником засоления почв».

В книге Л. П. Розова заслуживают особого внимания исследования в области учета агрегатного состава почв при определении коэффициента фильтрации, определение предельной полевой влагоемкости, которые позволяют более правильно вести фильтрационные расчеты при осушительных работах, определение полив-

ных и промывных норм с учетом динамического состояния воды в почве.

Основным свойством почвы является ее плодородие, т. е. способность производить урожай сельскохозяйственных культур. Мелиорации служат для преобразования малоплодородных и неплодородных почв в высокоплодородные. Поэтому мелиорации сами являются специальным разделом почвоведения.

Основная отличительная особенность книги «Мелиоративное почвоведение» состоит в том, что она рассматривает вопросы повышения плодородия почвы в связи с мелиоративными и гидротехническими мероприятиями, обычно затрагивающими не только почвенные горизонты, но и подстилающие их грунты и грунтовые воды.

Автор книги справедливо учитывает влияние подстилающих почву грунтов, а также грунтовых вод на плодородие мелиорируемых почв, но неправильно в понятие почвы включает также подстилающие почву грунты и считает, что мощность почвы может достигать 20—30 м и более.

В противоположность взглядам некоторых почвоведов о шаблонном, почти повсеместном применении дренажных систем, в книге Л. П. Розова указывается на необходимость применения предупредительных мероприятий, дается порядок проведения промывок почв без применения дренажных систем, и лишь для засоленных земель с высоким залеганием уровня грунтовых соленых вод, препятствующих проведению правильных промывок, рекомендуются дренажные системы.

Автор рекомендует применять минимально необходимые промывные нормы и дает метод их расчета. Однако формула промывной нормы требует уточнения, так как нельзя согласиться с мнением автора, что коэффициент дополнительного объема воды n может иметь любое положительное значение меньше и больше единицы.

Л. П. Розов более правильно, чем другие авторы, подходит к применению дренажных систем различных типов. В частности, заслуживают внимания его рекомендации применять мелкие дрены глубиной 0,8—1,2 м и глубокие дрены в 2—3 м, устанавливая расстояния между ними, в зависимости от природных свойств почвогрунтов, от 10 до 40 м при мелком дренаже и от 100 до 600 м при глубоком. Что же касается вертикального дренажа, то автор книги справедливо считает приемлемым его лишь в таких гидрогеологических условиях, когда водоносный горизонт обладает достаточной водоотдачей, а выше его нет тяжелых глинистых водонепроницаемых слоев.

Книга не дает достаточного представления о почвообразовательных процессах, поэтому читателю по этим вопросам следует обращаться к специальной литературе.

В книге недостаточно подробно разработаны мероприятия по предотвращению засоления орошаемых земель: применение

травосмесей, плановое водопользование, правильные поливные и оросительные нормы, повышение коэффициента полезного использования оросительной воды.

Следует отметить, что за последние 15—20 лет в результате многолетних научных исследований, производственных опытов и обобщения передового опыта колхозов, совхозов и водохозяйственных организаций накоплен богатый материал, доказывающий необходимость и возможность применения системы мероприятий, обеспечивающей устранение причин засоления и заболачивания орошаемых земель и освоение ранее засоленных земель.

Ярким примером успешного освоения орошаемых земель служит совхоз «Пахта-Арал» в казахской части Голодной степи, который в условиях развитого засоления почв, путем введения севооборотов с применением многолетних трав и сокращения оросительных норм до 3—3,5 тыс. м³/га, добился освоения более 90% орошаемых земель и получения высоких средних урожаев хлопчатника 30—35 ц/га.

Система мероприятий по борьбе с засолением и заболачиванием орошаемых земель, разработанная ВНИИГиМ, предусматривает посев трав в севообороте; значительное уменьшение оросительных норм; улучшение техники самотечных поливов; полив дождеванием и другими способами; применение оросительной сети, позволяющей устранить основные потери воды и создать благоприятные условия для механизации работ, особенно для своевременной механизированной послеполивной обработки культур в продольном и поперечном направлениях; замена сложной сети распределительных каналов распределительными трубопроводами; применение антифильтрационных мероприятий на каналах; оснащение оросительных систем водозаборными, регулирующими, водомерными и другими необходимыми сооружениями.

Проведение этих мероприятий позволяет в 2—3 раза повысить коэффициент полезного использования оросительной воды, устранить причины, порождающие заболачивание и вызываемое им засоление почв. На этом фоне правильные промывки позволят успешно освоить ранее засоленные почвы.

В этой системе мероприятий дренаж применяется в тех случаях, когда осваиваются засоленные земли, требующие больших промывных норм при высоком залегании уровня грунтовых соленых вод. Для таких условий ВНИИГиМ разработал новый тип дренажной системы, которая состоит из глубоких (2—3 м) коллекторов (дрен), располагаемых за пределами поливных участков и не препятствующих механизации работ; временных открытых дрен или закрытых трубчатых дрен, располагаемых в пределах поливных участков; кротовых, щелевых и других почвенных дрен, располагаемых между временными и закрытыми дренами.

Такая система дренажа, как показали опыты ВНИИГиМ, АзНИИГиМ, САНИИРИ и СоюзНИХИ, создает условия для

быстрого рассоления и освоения засоленных земель при сравнительно небольших затратах средств.

Книга «Мелиоративное почвоведение» состоит из двух основных частей. В первой из них изложены вопросы почвообразования, физических и химических свойств почв, микробиологических процессов в почве, которые имеют большое значение при мелиорации земель. Наиболее подробно рассматриваются засоление почв в природных условиях и при неправильном орошении и осушении земель, мероприятия по предупреждению засоления почв и борьбе с ним путем промывок засоленных почв, а также способы мелиорации солонцов.

Во второй части книги изложены материалы по мелиоративной характеристике различных почвенных зон. В этой части автор дает типы почвообразования и классификацию почв, характеристику почв подзолисто-болотной зоны и Колхидской низменности, где преимущественно распространяются осушительные мелиорации. Далее рассматриваются зоны степного солонцового и солончакового почвообразования, где преобладающее значение принадлежит оросительным мелиорациям.

В книге привлечено большое количество материалов по мелиорации в нашей стране и за рубежом. Широко использованы результаты опытных исследований как самого автора, так и почвенно-мелиоративной лаборатории ВНИИГиМ.

Книга может служить пособием для производителей-мелиораторов, работающих в области орошения и осушения, работников мелиоративной науки, а также учащихся мелиоративных вузов и факультетов сельскохозяйственных высших учебных заведений.

Второе издание книги Л. П. Розова «Мелиоративное почвоведение» при подготовке к печати просматривалось отдельными работниками Всесоюзного научно-исследовательского института гидротехники и мелиорации, в стенах которого автор работал с начала организации института и где он создал свой труд.

Проф. В. А. Шаумян

Проф. С. В. Астапов

ВВЕДЕНИЕ

Основоположник научного почвоведения В. В. Докучаев показал (1878 г.), что почва есть особое самостоятельное естественно-историческое тело, представляющее собой «дневные», или наружные, горизонты горных пород (все равно каких), естественно измененные совместным влиянием воды, воздуха и различного рода организмов живых и мертвых.

Это определение явилось основой для развития учения о почвах как самостоятельной научной дисциплины — почвоведения.

В мелиоративном почвоведении мы будем называть «почвой» всю свиту рыхлых слоев земной коры от поверхности земли, включая и первый постоянный горизонт грунтовых вод. В случае залегания рыхлых пород на трещиноватых водопроницаемых твердых породах горизонт грунтовой воды может отсутствовать, и тогда нижней границей почвы будет эта твердая порода. Таким образом, мощность почвы может достигать 20—30 и более метров *.

Такое определение понятия о почве обуславливается: 1) естественными свойствами самой почвы и 2) основными задачами народнохозяйственного использования почв.

Естественные свойства любой почвы всегда характеризуются расчлененностью ее вертикального профиля на ряд слоев, или горизонтов. Исследование таких слоев устанавливает, что свойства каждого из них теснейшим образом связаны со свойствами всех других слоев, лежащих как выше, так и ниже его. Практически эта генетическая связь всегда охватывает всю вышеназванную свиту слоев, включая и грунтовую воду. Следовательно, свойства любого из слоев почвы не могут быть поняты вне связи их со свойствами всей свиты слоев как единого целого.

* В определение «почва» автор, кроме общепринятого понятия о почве, включает материнскую породу. — *Ред.*

С народнохозяйственной точки зрения почва является основным и всеобщим средством производства и одновременно продуктом труда. Это значение почвы определяется ее основным свойством — плодородием (В. Р. Вильямс). Плодородие почвы есть свойство не статическое, а динамическое, определяющееся всей суммой физико-химических и биологических процессов, которые протекают в ней.

Задачей агротехнических и мелиоративных воздействий на почву является такое регулирование почвенно-динамических процессов, такая переделка природных почв, которая обеспечила бы в них уровень эффективного плодородия, вполне удовлетворяющий нашим народнохозяйственным требованиям.

Решить эту задачу в мелиоративной практике для каких-либо отдельных слоев почвы (например, пахотного), не считаясь со свойствами всей свиты слоев, нельзя в силу указанной выше генетической связи их между собой.

В условиях мелиораций недоучет свойств глубоких горизонтов почвы и свойств грунтовой воды не только затрудняет получение надлежащего положительного эффекта от мелиораций, но часто приводит и к резко отрицательным последствиям (недоосушка или пересушка при осушении, вторичное заболачивание и засоление при орошении и пр.).

Вся свита почвенных горизонтов есть единая, непрерывно изменяющаяся динамическая система. Познание почвы вне этой динамики невозможно.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ, ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЫ

ГЛАВА I

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

ВЫВЕТРИВАНИЕ *

Под выветриванием следует понимать такие процессы изменения твердых горных пород и минералов, которые приводят к образованию рыхлых пород того же или иного химического состава.

Процессы, которые изменяют физическое состояние породы, но не затрагивают химического ее состава, носят название *физического выветривания*. Процессы, которые, кроме того, вызывают изменения и в химическом составе первоначального материала, носят название процессов *химического выветривания*.

Физическое выветривание. Агентами физического выветривания являются: колебания температуры, замерзающая вода, кристаллизующиеся из растворов соли, движущаяся вода и ветер.

Механизм действия колебаний температуры состоит в следующем. Отдельные минералы, слагающие горные породы, обладают неодинаковым термическим коэффициентом сжатия и расширения, поэтому при нагревании породы днем и охлаждении ее ночью получают разрывы и трещины между минералами, приводящие к нарушению целостности породы. В образовавшиеся трещины попадает вода, которая при замерзании расширяет их и разрушает породу. Такой же эффект производят выкристаллизовавшиеся соли, особенно когда кристаллизация идет с большим количеством частиц воды, как это, например, наблюдается при кристаллизации глауберовой соли $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.

Явления выветривания под влиянием замерзания и кристаллизации солей наблюдаются, между прочим, на бетонных поверхностях сооружений и очень ярко на откосах каналов, особенно сбросных, заложенных в засоленных почвах. Измельчение породы под влиянием названных факторов, повидимому, не идет дальше образования зерен диаметром 0,1 мм. Дальнейшее измельчение

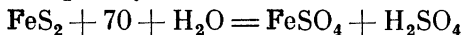
* В процессе почвообразования, кроме выветривания, ведущая роль принадлежит биологическим факторам. — *Ред.*

происходит уже под влиянием движущейся воды и ветра, вызывающих чисто механическое истирание частиц. Таким путем могут образоваться элементы любых степеней измельчения, вплоть до ультрамикроскопических, коллоидальных, размеров, а вся масса продуктов выветривания становится *системой полидисперсной*.

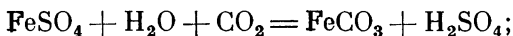
Химическое выветривание. Мы рассмотрим общие схемы химического выветривания только отдельных минералов, так как выветривание сложных горных пород протекает, в основном, по тому же типу.

Агентами химического выветривания являются кислород воздуха, вода, уголекислота (CO_2) и, кроме того, органические (гумусовые) и минеральные кислоты. Различают следующие типы выветривания: окисление, карбонизация, гидратация и каолинизация.

Действие кислорода воздуха проявляется в *окислении* соответствующих соединений. Примером может служить цикл превращения пирита FeS_2 , осуществляющийся по следующей схеме:

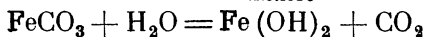


(окисление). Получающаяся серная кислота, действуя на окружающие породы, превращается в сернокислые соли кальция, магния, натрия, а сернокислое железо под влиянием уголекислоты и воды претерпевает дальнейшие превращения по следующей схеме:



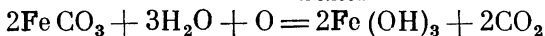
карбонизация

углекислое
железо



гидрат
закиси
железа

или же



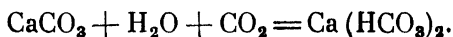
гидратация

гидрат окиси
железа

Эта схема выветривания, помимо общего своего распространения, имеет место в осушительной практике. Заболоченные почвы иногда богаты пиритом. Сам по себе он нерастворим в воде и потому не оказывает влияния на растительность. При осушении таких почв к пириту получают доступ кислород и уголекислота воздуха и он выветривается. При этом все первые продукты выветривания (H_2SO_4 , FeSO_4 и FeCO_3) являются ядовитыми для растений и только конечные продукты (гидраты), как нерастворимые в воде, для растений безвредны.

В связи с этим осушение и неосторожная глубокая вспашка почв, содержащих пирит, дают иногда в первый год отрицательный эффект, исчезающий в дальнейшем по мере окисления и выщелачивания вредных продуктов выветривания.

Выветривание кальцитов (известняков) протекает по следующей схеме:

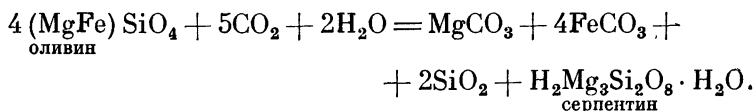


Получающийся бикарбонат кальция растворяется в воде и уносится с нею. Такое выветривание носит название *карбонизации*. Оно широко развито в природе. В течение геологических периодов за счет этого процесса растворения исчезают громадные толщи известняков, и на месте их остаются лишь продукты, загрязнявшие их, в виде карбонатных глин, носящих название мергелей.

Так называемая «устраняемая» жесткость воды определяется главным образом бикарбонатом кальция, образующимся в этом процессе выветривания.

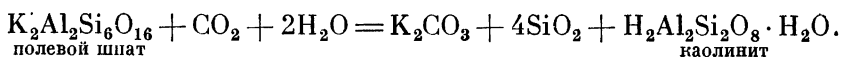
Все процессы перемещения карбонатов кальция в почвах, вынос их в дренаж, действие известкования осуществляются по этой схеме. Указанный процесс имеет место и при разрушении бетона.

Общая схема выветривания силикатов, которые представляют соли кремневой кислоты, существующей в двух формах: метакремневой и ортокремневой кислоты, может быть выражена следующим образом:



Общий результат выветривания, называемого *гидратацией*, приводит, с одной стороны, к образованию углекислых солей и окиси кремния (кварца), с другой — к возникновению кислой соли магния — серпентина. Последний, продолжая выветриваться далее, последовательно отделяет новые порции углекислого магния и SiO_2 и в конце концов окончательно распадается на эти простые соли и окислы.

Алюмосиликатами называют соли кремнеалюмовой кислоты состава $\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Схема выветривания алюмосиликатов выражается следующим образом:



В результате мы имеем простые соли в виде карбоната (в данном случае карбоната калия — поташа) и кварца, а с другой стороны, кремнеалюмовую кислоту, или каолинит. Поэтому и самый процесс носит название *каолинизации*. Каолинит (или каолин) в условиях поверхности земной коры устойчив по отношению к обычным агентам выветривания и подвергается окончательному распаду на гидраты окиси алюминия и кремнезема только под влиянием некоторых микроорганизмов и, как предполагают, некоторых кислых соединений почвенного гумуса (креновая кислота).

Установлено, что фактически при выветривании алюмосиликатов получается ряд продуктов, характеризующихся различным соотношением Al_2O_3 и SiO_2 , а именно:

монтмориллонитовая кислота	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
пирофиллитовая	» $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
галлоизитовая	» $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
аллофановая	» $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
гидраты латеритов	$\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Нужно иметь в виду, что в природной обстановке общее направление выветривания изменяется в зависимости от тех условий, в частности климатических, при которых оно протекает. Так, например, в холодном поясе идет по преимуществу физическое выветривание, тогда как процесс каолинизации выражен слабо. В умеренном поясе, наоборот, каолинизация является господствующим процессом, и глины здесь накапливаются. В условиях жаркого климата процесс не останавливается на стадии каолинизации, но каолиновое ядро распадается с образованием гидратов глинозема, которые здесь (совместно с гидратами железа) и накапливаются.

И. Д. Седлецкий намечает следующую сокращенную схему типов коры выветривания:

Типы коры выветривания	Руководящие глинистые минералы
Насыщенная сипаллитная	Монтмориллонит, кварц, серицит, байделит, мусковит, гедройцит и др.
Ненасыщенная сипаллитная	Каолинит, кварц, накрит, диксит, пирофиллит, галлоизит и др.
Аллитная	Гидраргилит, галлоизит, гематит и др.

Итак, рассмотренные процессы выветривания приводят к последовательному измельчению породы и упрощению ее химического состава. Однако это только одна сторона процесса: параллельно возникают новые свойства продуктов выветривания, обуславливающие укрупнение их и усложнение химического состава и свойств. Развитие этих новых свойств обязано возникновению коллоидных форм вещества.

Коллоиды. Широко известно, что одни вещества легко образуют кристаллы (кристаллоиды), другие же не кристаллизуются (коллоиды).

Примером первых могут служить сахар, поваренная соль; примером вторых — клей, желатина, белки и др.

Основные различия свойств водных растворов тел кристаллических и коллоидных выражаются в следующем: 1) растворы кристаллоидов прозрачны, тогда как растворы коллоидов обычно в той или иной мере мутны; 2) раствор кристаллоида совершенно однороден; в коллоидном растворе, наоборот, с помощью микроскопа или ультрамикроскопа всегда можно установить на-

личие взвешенных твердых элементов; 3) кристаллоидный раствор фильтруется через любой фильтр без всяких изменений, коллоидный же раствор при подборе соответствующего фильтра всегда может быть разделен на твердую и жидкую составные части; 4) кристаллоидные растворы диффундируют, при любом длительном стоянии не изменяют своей концентрации, на разных уровнях от поверхности они не расслаиваются, тогда как в коллоидном растворе происходит медленное, но неуклонное оседание твердых частичек и соответственно концентрация раствора становится различной в верхнем и нижнем слое; 5) при выпаривании кристаллоидного раствора происходит повышение концентрации, а затем выпадение кристаллов; в этот момент существуют, следовательно, две фазы; твердая — кристалл и жидкая — раствор. Такого разделения на две фазы при выпаривании коллоидного раствора не происходит; здесь последовательное повышение концентрации приводит к превращению всего раствора в студнеобразную массу, которая постепенно и обычно с большим трудом отдает воду. Известно, с каким трудом усыхает, например, раствор клея или желатины.

Соответственно наличию существенных отличительных свойств коллоидных растворов, к ним применяются и особые терминологические обозначения, а именно:

1) коллоид в жидком, растворенном состоянии называют «*золь*», в состоянии же твердом или студнеобразном обозначают как «*гель*»; 2) коллоид может быть получен в различных растворителях и соответственно этому называют, например, *гидрозолями* и *гидрогелями* системы, состоящие из коллоида и воды, *алкозолями* и *алкогелями* системы, состоящие из коллоида и алкоголя, и т. д.; 3) свойства коллоидной системы существенно зависят как от самого твердого вещества, так и от растворителя, и потому к таким системам не применяют термин «раствор», а называют их вообще «*дисперсными системами*», в которых растворитель называется «*дисперсной средой*», а растворенное вещество «*дисперсной фазой*». Часто дисперсные системы называют «псевдорастворами» в отличие от «истинных растворов» кристаллоидов.

На основании перечисленных здесь существенных различий Франческо Сельми в 1846 г., а затем Грэм в 1861 г. предложили различать два принципиально различных класса тел, именно — класс коллоидов и класс кристаллоидов.

Однако дальнейшие широкие исследования дали возможность получить некоторые из коллоидных веществ в кристаллической форме, а с другой стороны, громадное количество типичных кристаллоидов получить в коллоидной форме. Не только железо, алюминий, кремний, сера, золото, медь и т. д. издавна уже легко получают в коллоидном состоянии, но даже такой кристаллоид, как поваренная соль, оказывается, может дать коллоидный раствор в бензоле.

В настоящее время нельзя говорить о существовании различных классов тел, а признается наличие *двух форм состояния тел*, именно — состояния *коллоидного* и состояния *кристаллоидного*; причем, повидимому, *все тела природы могут быть и в том и в другом состоянии при соответствующих подходящих условиях*.

Современные исследования строения коллоидных частичек методом рентгеноструктурного анализа показывают, что весьма многие (если не все) коллоидные частички оказываются кристаллическими.

Различие коллоидного и кристаллоидного состояния тел состоит в степени раздробленности, или в степени дисперсности вещества. Очевидно, что степени раздробления могут изменяться непрерывно и бесконечно от отдельной молекулы и до частиц лю-

бой крупности. Однако этот непрерывный ряд условно разделяют на следующие три группы частиц:

Грубые дисперсии	Коллоиды	Молекулярные растворы
Крупнее $0,1 \mu$, или $0,0001$ мм, не фильтруются, непрозрачны	От $0,1 \mu$ до 1μ , или между $0,0001—0,000001$ мм, фильтруются через обычные фильтры, не диффундируют и не диализируют. Частицы видимы в ультрамикроскоп	От 1 до $0,1 \mu$ (молекулы $H=0,1 \mu$, невидимы в ультрамикроскоп, диффундируют и диализируют)

Только молекулярные растворы и представляют собой так называемые истинные, или кристаллоидные, растворы.

Соответственно фактической непрерывности изменения величины частиц можно ожидать непрерывности изменения и других

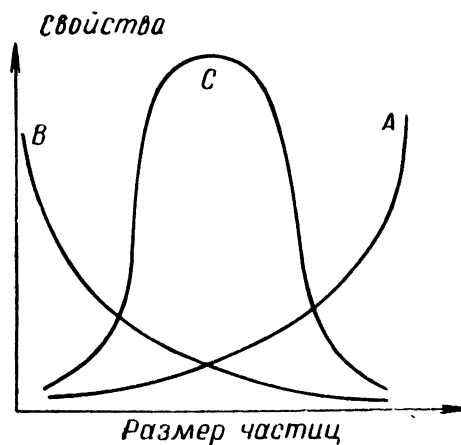


Рис. 1. Кривая проявления коллоидных свойств при разных степенях дисперсности веществ (Наумов).

свойств дисперсионной системы. В ряде случаев это, действительно, так и есть. Например, степень неоднородности раствора, его гетерогенность, непрерывно уменьшается от грубых дисперсий к молекулярным растворам. В таком же направлении изменяется, очевидно, скорость оседания частиц и ряд других свойств (по типу кривой A на рис. 1). В обратном направлении, в сторону увеличения от грубых дисперсий к молекулярным, изменяются такие свойства, как способность к диффузии, устойчивость раствора во времени и т. д. (рис. 1, кривая B). Однако оказы-

вается, что имеет место большой ряд других свойств, которые изменяются не по закону непрерывного убывания или возрастания, а совершенно иначе, именно таким образом, что в наименьшей степени свойство выражено на обоих концах ряда, т. е. у грубых дисперсий и в молекулярных растворах, а наибольшей степени своего выражения оно достигает в середине, в области коллоидных степеней раздробления. К таким свойствам относится, например, способность к набуханию, коагуляции, адсорбционная способность и др. Наличие этого последнего закона изменения свойств вещества, выраженного на рисунке 1 линией C, и обязывает выделять коллоидные дисперсии в особую группу и самостоятельно изучать их характерные специфические свойства.

Суммарная и удельная поверхность. Основным свойством коллоидных дисперсий является наличие у них громадной суммарной и удельной поверхности. Увеличение поверхности единицы объема тела при его последовательном измельчении иллюстрируется таблицей Оствальда (табл. 1).

Т а б л и ц а 1

Изменение суммарной и удельной поверхности тела при его измельчении

Длина стороны куба	Число кубов	Суммарная поверхность	Удельная поверхность
1 см	1	6 см ²	6
1 мм	10 ³	60 »	6 · 10
0,1 мм	10 ⁶	600 »	6 · 10 ²
0,01 »	10 ⁹	6 000 »	6 · 10 ³
1 μ	10 ¹²	6 м ²	6 · 10 ⁴
0,1 μ	10 ¹⁵	60 »	6 · 10 ⁵
0,01 μ	10 ¹⁸	600 »	6 · 10 ⁶
1,0 mμ	10 ²¹	6 000 »	6 · 10 ⁷

Удельной поверхностью (U) называют поверхность (S), отнесенную к объему (V). Например, для куба с длиной ребра a имеем:

$$U = \frac{S}{V} = \frac{6a^2}{a^3} = \frac{6}{a},$$

а для шара с радиусом r :

$$U = \frac{S}{V} = \frac{4\pi r^2 \cdot 3}{4\pi r^3} = \frac{3}{r}.$$

С в о б о д н а я п о в е р х н о с т н а я э н е р г и я. Значение величины поверхности тела заключается в том, что всякая частица, находясь в плоскости раздела двух фаз, например, жидкой и газообразной или твердой и жидкой, всегда обладает некоторым запасом так называемой свободной поверхностной энергии. Это положение иллюстрируется следующей диаграммой П. А. Ребиндера (рис. 2).

На ней показана вода (жидкая фаза), над поверхностью которой находится насыщенный пар (газообразная фаза).

Каждая молекула a , находящаяся внутри жидкости, испытывает на себе действие соседних молекул в равной степени со всех сторон, и потому молекулярные силы этой молекулы оказываются все насыщенными. Если мы представим себе ту же молекулу, но расположенную на самой поверхности воды, то очевидно, что молекулярные силы притяжения, действующие на эту молекулу со стороны воды (вниз) и со стороны пара (вверх), не равны: так как молекулы пара находятся в чрезвычайно рассеянном состоянии, то действие их будет значительно меньшим. Соответственно этому молекулярные силы рассматриваемой (a , c) частицы воды в нижней части будут как бы вполне насыщены, тогда как в верхней части не насыщены, и, следовательно, молекула в целом будет обладать некоторым запасом свободной поверхностной энергии. Эта свободная энергия определяет собой так называемое поверхностное натяжение жидкостей, что в свою очередь обуславливает собствен-

ную форму их. Так, например, капля воды при соответствующих условиях приобретает, как известно, форму шара, форму, обладающую наименьшей удельной поверхностью и, следовательно, наименьшей поверхностной энергией. Таковы мелкие капли дождя, росы и пр.

Каждая коллоидная система представлена двумя фазами — твердой и жидкой. Соответственно этому на поверхности раздела этих двух фаз, т. е. на поверхности коллоидных частиц, всегда имеется некоторый запас свободной энергии.

Величина свободной энергии поверхности для каждого коллоида зависит от характера дисперсной среды, в которой распределена твердая фаза (например, вода, спирт и пр.), и от степени дисперсности этой твердой фазы. Очевидно, что чем больше дисперсность, тем больше и запас свободной поверхностной энергии.

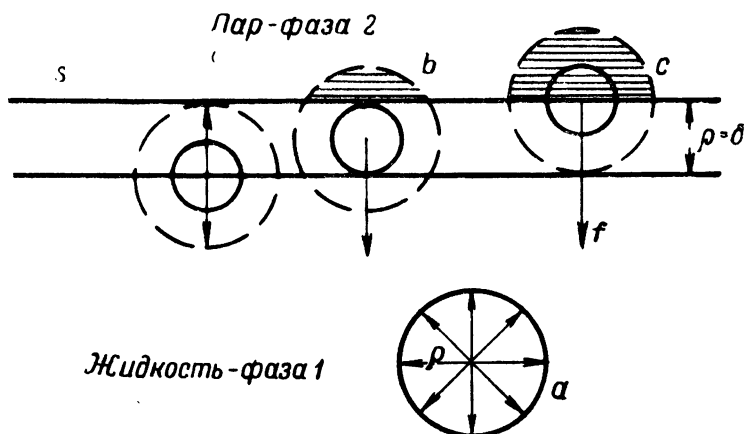


Рис. 2. Схема развития свободной поверхностной энергии (П. А. Ребиндер).

Адсорбция. Если в коллоидную двухфазную систему ввести какое-либо третье вещество, например раствор соли, то оказывается, что эта соль распределится в дисперсной среде неравномерно, именно — у поверхности твердых частиц концентрация соли будет иной, чем в остальной жидкости. Эта способность твердой фазы изменять концентрацию вещества (соли) у своей поверхности и носит название адсорбции. Различают адсорбцию положительную и отрицательную. Если концентрация соли на поверхности раздела увеличивается, это будет адсорбция положительная. Так ведет себя большинство органических веществ, растворенных в воде. Если концентрация соли на поверхности частицы уменьшается (а в окружающей жидкости, следовательно, соответственно увеличивается), то адсорбция будет называться отрицательной.

Почвенная масса адсорбирует обычные минеральные солевые растворы, приходящие с ней в соприкосновение, чаще всего отри-

цательно. Если вещество адсорбируется в виде нейтральных молекул, то адсорбцию называют *неполярной* (аполярной), или молекулярной; когда адсорбируются отдельные ионы, адсорбцию называют *полярной*, или ионной.

Набухание. Явление набухания состоит в том, что твердое вещество, будучи приведено в соприкосновение с растворителем, энергично его поглощает, увеличивается в объеме и превращается в гель.

Явление набухания не представляет простой процесс пропитывания сухого вещества растворителем, а является более сложным процессом. Так, оказывается, что объем полученного геля всегда меньше суммы объемов сухого вещества и поглощенного объема растворителя, следовательно, здесь имеет место как бы уплотнение растворителя.

При набухании происходит выделение тепла. Эта теплота определяется как количество тепла (в калориях), выделяющееся на 1 г сухого набухающего тела при поглощении им некоторого количества граммов воды. Максимум тепла выделяется в первых стадиях набухания, а затем затухает.

Величина набухания зависит от степени дисперсациии коллоида, характера растворителя, температуры и многих других причин.

Увеличение объема при набухании может создать громадные давления на окружающие препятствия. Таким образом, например, разрывают камни, когда забивают в их трещины сухие деревянные клинья, которые затем поливают водой.

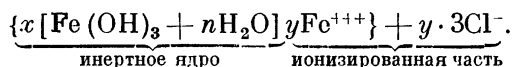
Самый механизм набухания складывается, по Оствальду, из двух процессов: во-первых, осмотического поглощения жидкости, а во-вторых, адсорбции жидкости набухающим телом. Так как слой адсорбированной жидкости находится под большим давлением, то именно с этим и связываются явление уменьшения суммарного объема набухшего тела и выделение теплоты.

Многие продукты выветривания обладают способностью к набуханию и, в частности, весьма энергично набухают обыкновенные глины.

Последовательные многократные смены расширений при набухании и сжатий при высыхании вызывают многообразные деформации в толще почв и, в частности, являются мощным фактором образования трещин и разнообразных форм структуры.

Химическое строение и электрический заряд коллоидных частиц. Установить химическое строение коллоидных частиц — задача исключительно трудная. Поэтому все предложенные схемы химического строения этих частиц носят пока условный характер. Однако самый тип строения может считаться достаточно установленным.

Например, коллоидное железо может быть представлено в такой форме:



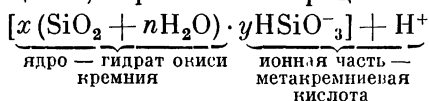
Частичка, имеющая такое строение, в целом носит название мицеллы, или сгустка. Она состоит из двух частей: первая $x[\text{Fe}(\text{OH})_3 + n\text{H}_2\text{O}]$ представляет инертный, недиссоциированный гидрат окиси железа, причем коэффициенты x и n могут быть

произвольными по величине; вторая часть — $y\text{Fe}^{+++} + y \cdot 3\text{Cl}^-$ представляет собой обычное треххлористое железо, диссоциированное на ионы, катион Fe^{+++} и анион Cl^- . Эти ионы несут, как обычно, электрические заряды, и, следовательно, частица оказывается окруженной двойным электрическим слоем. Заряд иона, связанного непосредственно с ядром, передается и всей мицелле. Таким образом, в рассматриваемом случае коллоидная частичка оказывается заряженной положительно. Внешний ион мицеллы, в данном случае Cl^- , способен ко всем обычным химическим реакциям, протекающим по общему закону эквивалентных отношений.

Коэффициент x (коэффициент ядра) обычно во много десятков и сотен раз превышает по величине коэффициент y (коэффициент ионизированной части) и по абсолютному значению всегда велик. Соответственно этому молекулярный вес мицеллы выражается цифрами порядка 30 000 и 50 000, тогда как молекулярные веса даже наиболее сложных кристаллоидных частиц обычно не превышают величин в несколько сотен единиц.

Приведенный выше состав мицеллы коллоидного железа состоит из двух разнородных соединений: гидрата железа и хлорного железа. Коллоиды такого типа строения носят название гетерогенных (неоднородных) коллоидов. Другие мицеллы могут быть составлены в обеих своих частях из одних и тех же элементов. Примером является золь кремнекислоты такого состава:

мицелла, заряженная отрицательно



Коллоиды такого типа строения носят название гомогенных (однородных) коллоидов.

Следовательно, в обоих типах строения (гомогенном и гетерогенном) коллоидное ядро окружено двойным слоем электрически заряженных ионов; коллоидная частица в целом несет на себе электрический заряд того знака, который присущ ионам внутреннего слоя. При подходящих условиях, в частности при изменении в окружающей среде концентрации водородных ионов (pH), многие коллоиды способны перезаряжаться, т. е. переходить из положительно заряженных в отрицательно заряженные, и наоборот.

Ионы наружного слоя носят название «поглощенных» ионов (катионов или анионов); они способны ко всем химическим реакциям обмена по общему закону кратных отношений и, следовательно, создают активность коллоида. Поведение и свойства коллоидных масс в значительной мере определяются характером поглощенного иона (см. раздел «Поглотительная способность почв и ее виды»).

Коллоиды почвы, представленные главным образом гидратами и окислами железа, алюминия, марганца и кремния, а также органическим веществом (гумусом) почвы, чаще всего заряжены

отрицательно, и только в некоторых типах почв (в субтропических красноземах и латеритах и частично в северных подзолах) имеют место коллоиды и положительно заряженные.

С наличием электрического заряда коллоидных частиц, а также гидратацией связаны устойчивость зольей при броуновском движении и явления коагуляции и пептизации коллоидов.

Броуновское движение. При наблюдении золя под микроскопом оказывается, что частички коллоида находятся в постоянном беспорядочном движении. При этом амплитуда колебаний очень различна и для мелких частичек часто настолько велика, что они выскакивают из поля зрения микроскопа, тогда как более крупные частицы колеблются только около некоторого постоянного центра. Это движение осуществляется в золе при всех условиях его существования. Этот вид движения был впервые открыт Броуном (Brown), по имени которого и получил свое название.

Причиной броуновского движения являются непрерывные и беспорядочные удары молекул жидкости, которая окружает частицу коллоида. Это подчеркивает незначительность размеров и веса коллоидных частиц, не могущих противостоять ударам движущихся молекул.

Число столкновений коллоидных частиц между собой при броуновском движении и, следовательно, их слипание и укрупнение незначительны в силу наличия электрического заряда, препятствующего их тесному сближению.

Коагуляция и пептизация. Как выше отмечалось, всякий золь, в противоположность истинному раствору, не является системой совершенно устойчивой. Под влиянием многообразных причин дисперсная фаза золя может претерпевать изменения как в сторону уменьшения начальной степени дисперсности, укрупнения своих частиц, так и в сторону увеличения дисперсности, измельчения частиц. Основными причинами изменения дисперсного состояния коллоидных систем являются изменение величины электрического заряда коллоидных частиц и степень их гидратации. Увеличение заряда и гидратации повышает устойчивость золя, понижение заряда и гидратации вызывает укрупнение частиц и понижение устойчивости системы.

На рисунке 3 (Г. Фрейдлих) показано изменение электрокинетического потенциала (скорости движения частиц при катафорезе) золя трехсернистого

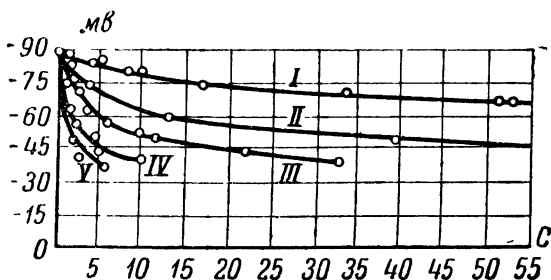


Рис. 3. Изменение электрокинетического потенциала в милливольтх золя трехсернистого мышьяка в присутствии комплексных солей кобальта различной валентности (C — концентрация соли).

мышьяка в присутствии ряда комплексных солей кобальта, катионы которого имеют различную валентность. Абсциссы представляют концентрации соли в микромолях в 1 л, ординаты — значение электрокинетического потенциала в милливольтках. Кривая *I* относится к двум одновалентным катионам, *II* — к двухвалентному, *III* — к трехвалентному, *IV* — к четырехвалентному и *V* — к шестивалентному.

В изoeлектрической точке лиофобные золи совершенно неустойчивы и коллоиднорастворенное вещество выпадает в осадок.

Изменение толщины водных пленок, облегающих коллоидные частицы глины при насыщении их разными катионами, иллюстрируется следующими цифрами П. Фагелера (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Изменение толщины водных пленок, облегающих коллоиды

Насыщенность частиц	Общий радиус частицы (в Å)	Толщина водной оболочки (в Å)	Увеличение объема (в %)
Совершенно сухая частица	2 000	—	—
Насыщенная трехвалентными катионами	3 440	1 440	510
» двухвалентными катионами	4 250	2 250	960
» одновалентными катионами	6 500	4 500	3 422

Механизм укрупнения заключается в образовании рыхлых агрегатов частиц, а не в слиянии их, наподобие, например, слиянию отдельных капель жидкости. Этот процесс укрупнения (агрегации) частиц носит название *коагуляции*. Если процесс укрупнения заходит настолько далеко, что наступает оседание частиц на дно сосуда, то явление получает название *седиментации* (оседания).

Коагуляция осуществляется под влиянием многообразных факторов действия электролитов (растворов солей), других коллоидов, прямого света, изменения температуры, изменения концентрации золя, длительности его существования (возраста). Явления коагуляции, возникающие самопроизвольно при длительном стоянии золя (при увеличении его возраста), носят название «старения» коллоида.

Коагуляция носит название «*обратимой коагуляции*», если степень дисперсности полностью восстанавливается с возвратом системы к первоначальным условиям ее существования (например, при удалении прибавленного избытка электролита), и «*необратимой коагуляции*», если такого восстановления не наступает (например, золь кремнекислоты не восстанавливается после высушивания). Процессы необратимой коагуляции являются мощным фактором цементации и образования структуры в почвах.

Ряд веществ, будучи прибавлен к золю, не только не вызывает коагуляции его, но и препятствует ей при воздействии на золь коагулирующего фактора. Эти явления носят название «защиты» коллоидов. Особенно ярко защитное действие проявляют такие обратимые коллоиды, как желатина, гуммиарабик, почвенные органические вещества (гумус), ионы OH' , SiO'_2 и др.

Кроме явлений «защиты», весьма широко развиты и имеют крупное значение в почвообразовании явления обратного характера, а именно: взаимное осаждение коллоидов при их смешении. Как общее правило, взаимно коагулируют при смешении золи, заряженные противоположно, что обеспечивает приближение смеси к изоэлектрической точке. В связи с этим здесь имеет место оригинальное явление так называемых зон коагуляции; оно выражается в том, что наибольшее осаждение наблюдается только при определенных, оптимальных отношениях двух зольей, отклонение же от этого оптимума как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения концентрации одного из них уменьшает коагуляцию. При избытке одного из зольей может наблюдаться полная перезарядка другого золья.

Оптимум коагуляции для смеси одних и тех же зольей зависит от концентрации в дисперсной среде водородных ионов (рН).

Для почвенных условий особенно большое значение имеют явления взаимного осаждения таких зольей, как гидраты и окиси железа, алюминия, марганца, кремния. Конкретным выражением этих процессов считают, между прочим, орштейн подзолистых почв.

Процесс, обратный коагуляции, т. е. процесс увеличения степени дисперсности данной системы, носит название *пептизации*. При пептизации подвижность зольей увеличивается, что способствует их передвижению по профилю почв и формированию иллювиальных (вмывных) горизонтов.

ГУМУС ПОЧВЫ

Гумусом называют органическое вещество, образующееся в верхних слоях почвы в результате сложных процессов разложения растительных и животных остатков, совершенно утративших признаки своего клеточного строения. Обычно гумусовые вещества темно окрашены; они-то и придают серую или черную окраску поверхностным слоям почвы.

Иногда, особенно часто в северных областях, под лесами, разложение растительных остатков не протекает до конца, они сохраняются в полуразложённом состоянии, и такой гумус называют кислым, или сырым, гумусом.

Источниками гумусообразования являются отмирающие корни и стебли растений, опадающая листва деревьев (в лесах), всякого рода животные и микроорганизмы, живущие и отмирающие в почве.

Агентами разложения этих органических остатков являются отчасти вода и кислород воздуха, отчасти черви, насекомые и землерои, населяющие почву, но главным, основным фактором, разрушающим органические вещества и приводящим к образованию гумуса почвы, является деятельность микроорганизмов, бактерий и грибов.

Количество микроорганизмов в почвах громадно. До последнего времени считали, что в разных условиях находится 1—2 млн. микроорганизмов на каждый грамм почвы. Однако новейшие определения дают величины порядка 2—3 млрд. на грамм почвы. Но и эти колоссальные цифры, повидимому, нужно считать приуменьшенными, так как определения не учитывают явлений поглощения бактерий частицами почвы, в силу чего значительная часть их выпадает из подсчета. В результате жизнедеятельности этого многочисленного микробиологического населения и формируется в почве гумус.

Состав гумуса почвы, несмотря на многочисленные аналитические работы, остается до сего времени недостаточно установленным и его нельзя представить в виде одного или нескольких точно выраженных химических соединений.

Ряд новейших исследований позволил выделить из органического вещества почвы большое число (до 34) отдельных точно установленных химических соединений, азотистых и безазотистых. Однако среди них нет ни одного, которое могло бы быть названо собственно гумусом почвы. На основании этого некоторые исследователи склонны думать, что гумусовых веществ как оригинальных, специфических химических тел совсем нет. Эту точку зрения нельзя признать обоснованной, так как те многочисленные и относительно простые химические соединения, которые до сих пор получены при аналитическом исследовании природного гумуса, являются лишь продуктами его разрушения, получающимися в самом процессе аналитической работы. Мы знаем, что природный гумус обладает рядом оригинальных свойств, которых нет ни в одном из выделенных исследователями простых соединений.

Поэтому в дальнейшем мы будем держаться точки зрения, высказанной еще первыми исследователями гумуса в прошлом столетии и в известной мере подтверждаемой рядом новейших исследований (главным образом, в СССР), что среди несомненно очень многообразной смеси органических соединений существует, по крайней мере, несколько специфических (индивидуально оформленных) гумусовых веществ почвы. Они представлены *гуминовой, ульминовой и креновой кислотами*.

Образование той или иной кислоты зависит от условий, в которых протекает процесс разложения органического вещества. Различают три типа таких условий разложения, а именно:

- 1) бактериальное аэробное, т. е. протекающее при достаточном доступе кислорода воздуха;
- 2) бактериальное анаэробное, протекающее без доступа кислорода воздуха, и
- 3) грибное, всегда аэробное.

Аэробные процессы разложения органического вещества являются, в основном, процессами окисления и в конечном итоге приводят к образованию простых, вполне окисленных, соедине-

ний. Для безазотистых веществ (например, клетчатки, сахаров и пр.) такими конечными продуктами будут вода и углекислый газ, для веществ же азотистых (например, белки), кроме того, еще и вполне окисленная форма азота в виде азотной кислоты. Однако в природной обстановке этот аэробный процесс не идет односторонне в направлении только разложения, упрощения вещества, но одновременно осуществляется и процесс образования совершенно новых веществ, по своему составу даже более сложных, чем исходный материал, — осуществляется процесс синтеза. В данном случае таким новым синтетическим веществом является *гуминовая кислота*. Принято считать, что кислота эта четырехосновная (для каждого карбоксила со своим порогом диссоциации), в воде нерастворимая, нерастворимы также ее соли щелочноземельных металлов. Однако соли щелочных металлов легко растворимы. Растворы эти почти черного цвета с темновинным оттенком. В сухом виде кислота представляет собой черную хрупкую рогообразную массу. В настоящее время сделаны попытки доказать кристаллическое строение гуминовой кислоты (Седлецкий).

Анаэробный бактериальный процесс разложения органического вещества является, в основном, процессом восстановительным и в конечном своем итоге приводит к образованию воды и углекислоты и ряда неокисленных соединений, как метан, сероводород, свободный азот, водород и пр. Одновременно с разложением исходного материала здесь также идет и синтетический процесс образования гумусовых веществ, в данном случае *ульминовой кислоты*.

Эта кислота по своим свойствам, повидимому, весьма близка к кислоте гуминовой и внешне отличается от нее более бурым (а не черным) цветом.

Грибные процессы разложения возникают главным образом в особых условиях — в кислой среде, в противоположность бактериальным процессам, требующим среды нейтральной или слабощелочной. Такой кислой средой обычно являются остатки древесной растительности, в противоположность растительности травянистой. Эта кислотность древесных остатков объясняется значительным содержанием в них дубильных веществ, а также малой зольностью. Так, например, в сосновой лесной подстилке золы содержится всего 1,46%, в буковой 5,57, тогда как в луговых травах 7,01%. Соответственно этому грибной процесс разложения приурочивается главным образом к областям лесных массивов.

В результате грибного процесса разложения органического вещества в почве образуется так называемая *креновая кислота*. Эта кислота существенно отличается по своим свойствам от гуминовой и ульминовой. Она бесцветна; как сама, так и все ее соли легко растворимы в воде; кислота эта очень сильная, легко разрушающая минералы материнской породы.

В природных почвах мы имеем дело обычно с очень сложной смесью различных органических веществ, в частности, трех названных кислот. Средний состав гумуса характеризуется следующими цифрами:

C — 58%, H + O — 30—40%, N — 3—10% и золы 2—7%.

Особенно подробному изучению подвергался вопрос о колебаниях содержания азота в гумусе, причем удалось установить закономерность, выражающуюся в том, что гумус почв южных, засушливых широт обычно богаче азотом, чем гумус почв северных.

Интенсивность разложения органических веществ. Интенсивность разложения органических веществ почвы и, следовательно, накопление или разрушение ее гумуса во многом зависит от внешних условий.

Зависимость от температуры и влажности ярко проявилась, например, в опыте разложения березовых листьев в лабораторной обстановке (Костычев). Полученные результаты выражены в миллиграммах углекислоты, выделившейся на 100 г вещества (табл. 3).

Т а б л и ц а 3

Выделение углекислоты при разложении березовых листьев в условиях различной влажности и температуры

Температура (в град.)	Влажность (в %)				
	78,9	64,1	38,7	11,7	3,6
17	378,5	344,5	518,4	2,3	0
35	1481,3	1 544,1	1502,2	12,2	0

Количества выделившейся углекислоты свидетельствуют о том, что энергия разложения зависит как от температуры, так и от влажности.

Значительные количества в почве углекислого кальция (CaCO_3) задерживают разложение органического вещества. Так, в одном из опытов с черноземом оказалось, что без извести он выделил углекислоты 826,8 мг, а в присутствии 10% CaCO_3 за этот же срок — 532,0 мг.

Воднорастворимые соли (NaCl , Na_2SO_4 и др.) обычно задерживают разложение органических веществ, отчего в засоленных почвах часто наблюдается значительно большее содержание гумуса, чем в соседних незасоленных.

Отмеченные выше факторы (влажность и солевой режим), а также реакция почвы являются элементами, наиболее легко регулируемыми в условиях мелиоративного хозяйства. Отсюда возникает существенная проблема хозяйственного регулирования

в этих условиях и самого процесса разложения органического вещества и накопления в почве гумуса.

Значение гумуса. Значение органического вещества почвы, гумуса, чрезвычайно велико. Во-первых, гумус представляет мощный фактор выветривания минералов, действуя на них в качестве кислот как непосредственно, так и являясь источником углекислоты, которая представляет собой главный агент химического выветривания. Во-вторых, гумус является серьезным источником питания растений, освобождая в процессе своего разложения такие окисленные соединения, как азотная и фосфорная кислоты, кислородные соединения калия и пр. В-третьих, гумус — главный фактор, придающий прочность структуре почвы. Осуществляется этот процесс следующим образом: находясь в виде золя, щелочные соли гуминовой или ульминовой кислоты пропитывают комочки почвы. Под влиянием ряда факторов, как, например, при замене щелочного основания (например, Na) на щелочноземельный (например, Ca) или после зимнего замораживания золи названных кислот переходят в форму геля, который и фиксирует прочно комочки почвы. Эта фиксация структуры почвы чрезвычайно важна для многих, в частности, для водных свойств почвы. Наконец, в-четвертых, гумус как коллоид обладает резко выраженной способностью к поглощению и обмену катионов, т. е. является частью поглощающего комплекса почвы.

ГЛАВА II

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЫ

В понятие «физические свойства почвы» входит: 1) морфология; 2) удельный вес; 3) объемный вес; 4) порозность, или скважность; 5) гранулометрический (механический и агрегатный) состав; 6) тепловые свойства; 7) механические свойства почвенных масс — пластичность, клейкость; 8) водные свойства (водопроницаемость, влагоемкость и др.).

МОРФОЛОГИЯ ПОЧВ

Строение почвы. В результате процессов выветривания и гумусообразования, а также процессов перемещения этих продуктов в толще породы формируется характерный вертикальный профиль почвы, который своим внешним видом дает возможность распознавать основные типы и разности почв. *Учение о внешних признаках, свойственных почвам, носит название морфологии почв.*

Вертикальный разрез почвы может быть разбит по ряду признаков на отдельные горизонты, или слои. Руководящими признаками для деления на горизонты являются степень гумусности, цвет слоев, выделение солей и т. д. *Характеристика почвенного разреза по признаку слагающих его горизонтов, или слоев, носит*

название строения почвы. Общий характер строения почвы и мощность горизонтов дают первые указания о типе и условиях образования материнских пород и почвы. Дальше морфологически характеризуется каждый горизонт почвы.

Структура. Структурой мы называем образование из отдельных частичек почвенной массы более крупных, чем они, легко различимых при внешнем осмотре агрегатов, или зерен, различной формы и величины. Для поверхностных горизонтов почвы наиболее характерны структуры комковатая, зернистая, пороховидная, пластинчатая и др. В более глубоких горизонтах чаще встречаются структуры столбчатая, глыбистая *. Если в горизонте не обнаруживается явно видимой структуры, его называют раздельнозернистым, или бесструктурным.

Различают структуру прочную, т. е. не разрушающуюся при намачивании водой, и непрочную, легко расплывающуюся в воде. Весьма полезно отметить эту черту структурности уже в поле, если удастся наблюдать разрезы при разных влажностях почвы.

Структурность почв имеет чрезвычайно большое значение, в частности для водных свойств почвы. Как общее правило, структурные почвы обладают хорошей водопроницаемостью, бесструктурные же обычно плохо водопроницаемы (кроме рыхлых песков).

Для бесструктурных почв чрезвычайно большое значение имеет трещиноватость их. Трещины часто являются единственными проводниками воды через толщу почвы, и потому их желательно характеризовать количественно по густоте расположения и глубине проникания. Это, например, необходимо при расчете расстояний между дренами для трещиноватых почв. При установлении в этом случае расстояний исходя из водопроницаемости нетрещиноватой почвенной массы, а также на основании гранулометрического состава возникнет необходимость в сооружении густой дренажной сети, тогда как поле фактически, из-за большой трещиноватости, может весьма быстро освобождаться от воды, и дренаж здесь может оказаться удовлетворительным при значительных расстояниях между дренами.

Д. Гиссинк сообщает, что в Голландских польдерах трещины сохранились в течение 160 лет на глубину 100 см. Эти трещины обуславливают собой хорошую промываемость молодых польдеров от воднорастворимых солей, а затем и выщелачивание извести; в одном случае установлено, что из почвы вымылось 9,5% CaCO_3 в течение 264 лет.

* Понятие о структуре почвы, данное Л. П. Розовым, в значительной мере отличается от определения других авторов. По Вильямсу, принципиально отличается лишь комковатое (структурное) и раздельночастичное (бесструктурное) состояние почвы.

Комковатое, структурное, состояние, когда масса почвы разделена на отдельные комки диаметром от 1 до 10 мм, залегающие более или менее рыхлым слоем; **раздельночастичное, бесструктурное,** когда отдельные слагающие частички не соединены в комочки и залегают сплошной массой на всю глубину пахотного слоя.—*Ред.*

При практической оценке трещиноватости почвы в поле необходимо стремиться установить, устойчивы ли трещины при намокании почвы или они при этом закрываются в силу набухания коллоидных масс. В ряде случаев ответ на этот вопрос может быть получен морфологически, а именно — наличие на плоскостях трещин всякого рода новообразований в виде корочек, выделений гидратов железа, кварцевой присыпки и пр. свидетельствует об известной устойчивости трещин, тогда как полная физическая однородность всей массы указывает на их неустойчивость.

Сложение. Различают плотное и рыхлое сложение горизонтов почвы. Оба вида сложения могут быть присущи как структурным, так и бесструктурным почвам.

Наглядно различие плотного и рыхлого сложения массы, составленной из шарообразных частичек, показано на рисунке 4.

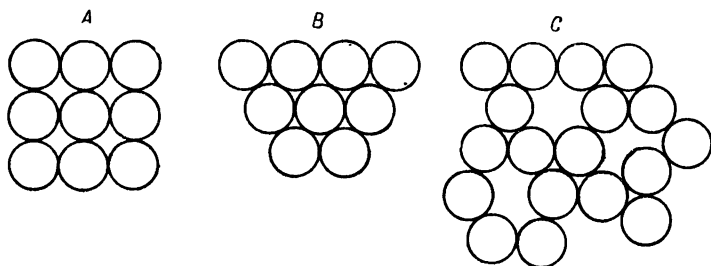


Рис. 4. Схема рыхлого, плотного и ячеистого сложения почвы.

В случае *А* каждый верхний ряд шариков налегает на нижний, соприкасаясь с ним по вертикальному диаметру. Это будет сложение рыхлое; объем свободных промежутков составляет 47,64% общего объема тела. В случае *В* каждый верхний ряд шариков уложен в промежутки шариков нижнего ряда. Это будет типом плотного сложения; объем свободных промежутков занимает 25,95% общего объема тела. Из этого примера нельзя, однако, заключать, что указанная амплитуда плотностей есть предельная для почвенных масс. Очевидно, что даже для шарообразных частичек возможна более сложная архитектура сложения, всякого рода сводчатая, ячеистая (*С*) и т. д., которая может дать гораздо больше свободных промежутков, чем 47,64%. С таким положением мы часто встречаемся в природных почвах. С другой стороны, во всех случаях частиц не шарообразных, а других форм, — угловатых и особенно пластинчатых, — плотность укладки может быть значительно большей, чем предельная для шариков (в случае *В*), и, следовательно, объем свободных промежутков здесь будет менее 25,95%. Эти явления также имеют широкое распространение в природе.

В поле плотность отдельных горизонтов почвы может быть измерена с помощью специальных приборов, называемых плотномерами.

Характер сложения почвы не остается постоянным и может изменяться под влиянием различных факторов. В мелиоративной практике наиболее существенными формами таких изменений являются процессы оседания торфов при их осушении и явления так называемых просадок почв при орошении.

Новообразования и выделения. Очень важны и показательны для характеристики почв всякого рода видимые выделения в почвенном профиле. К ним относятся орштейновые зерна (бобовины), скопления разных форм извести, выделение кристаллов гипса и других солей и т. д.

Элементарные качественные реакции в поле на вскипание от капли соляной кислоты, реакции на хлор и серную кислоту дают возможность установить общий характер распределения солевых скоплений по профилю почвы.

Морфологическое описание почвенного разреза. Подробное морфологическое описание почвенного разреза является главным основанием для выборки образцов почвы для анализа.

Приведем схему подробного морфологического описания разреза каштановой почвы.

Горизонт А. Мощность 0—8 см. По цвету каштаново-серый, слоистый, со слабо выраженной разницей в окраске поверхностей слоев (верхняя поверхность светлее). Рыхлый и при раздавливании дает пороховидно-пылеватые частицы.

Горизонт В₁. Мощность 8—18 см. Отграничен от предыдущего ясно. Темнобурый, плотный. Вертикальными трещинами разбит на призмы (ширина призм — 3—5 см). Призмы очень плотны, с трудом раздавливаются на комки и зерна и в горизонтальном изломе дают раковистую поверхность. Переход в следующий горизонт постепенный.

Горизонт В₂. Мощность 18—65 см. Бурый, со слабой гумусной окраской и более темными языками и пятнами. Есть мелкие пятна неврипающих солей.

Горизонт В₃ (переходный к материнской породе). Мощность 65—130 см. Светлобурый суглинок, со слабо выраженными пятнами и кристаллами неврипающих солей.

В горизонтах А и В₁ слабо вскипают лишь боковые поверхности трещин, более энергичное вскипание начинается в горизонте В₂ и идет глубже.

Зная, что такого рода морфологическое описание произведено в каштановой почвенной зоне, мы имеем достаточно оснований для предварительного заключения о том, что в данном случае разрез сделан в столбчатом или призмевидном солонце.

Было бы крупнейшей ошибкой брать образцы для аналитической характеристики по вертикальному профилю почвы механически, через определенные интервалы, например: 10, 20, 50 см и т. д. В этом случае некоторые важные горизонты почвы оказались бы пропущенными или в один образец попала бы смесь двух разных горизонтов. Образцы следует брать, строго приурочивая

их к определенным генетическим горизонтам, причем рекомендуется брать не среднюю пробу из всего горизонта, а слой в 5—10 см толщиной из наиболее типичного места его. При большой протяженности одного горизонта (например, 50, 100 см и более) следует брать из него несколько образцов на разных глубинах. Аналитическое изучение таких образцов дает наиболее полное и ясное представление о конкретных физических и химических свойствах данной почвы.

УДЕЛЬНЫЙ ВЕС ПОЧВ

Удельный вес почвы определяется выражением $d = \frac{m}{M}$, где m — вес абсолютно сухой (т. е. высушенной при 105°) почвы, а M — вес объема воды, равного объему всех твердых частиц взятой навески почвы. Определяется удельный вес почвы обычным физическим способом — в пикнометре.

Удельный вес почвы характеризует, во-первых, ее минералогический состав и, во-вторых, содержание в ней органического вещества, гумуса.

Удельные веса некоторых минералов следующие:

кварц	2,65
ортоклаз	2,54—2,57
каолинит	2,60—2,63
мусковит (слюда)	2,76—3,0
роговые обманки и авгиты	2,9—3,4

Удельный вес органических веществ почвы не превышает 1,4, соответственно чему удельный вес гумусных почв ниже, чем отдельных минералов, и, например, для чернозема с содержанием 10,3% гумуса опускается до 2,37. В среднем удельный вес различных почв колеблется около 2,6.

Точное знание удельного веса почвы необходимо для расчета величины общей порозности (скважности) почвы.

ОБЪЕМНЫЙ ВЕС ПОЧВ

Объемным весом почвы называется вес единицы (1 см³) почвы в ее естественном сложении, т. е. со всеми теми пустотами, которые заключены между твердыми частицами.

Определение объемного веса производится путем взвешивания строго определенного объема почвы. Он может быть вырезан в форме кубика или, что проще и удобнее, вырезается металлическим цилиндром определенного объема. Часто употребляются цилиндры до 6 см диаметром и до 10 см высотой. Просушив почву и разделив вес абсолютно сухой почвы в граммах на объем в куб. сантиметрах, мы получим вес 1 см³.

Необходимо иметь в виду, что многие почвы обладают значительной набухаемостью, и тогда объемные веса, определен-

ные для почвы во влажном и в сухом состоянии, могут оказаться существенно различными: для сухой почвы большими, чем для влажной.

Объемные веса варьируют в широких пределах в зависимости от плотности сложения, степени гумусности и других свойств почв. Это видно из следующих цифр.

Характер почвенной массы	Объемный вес
Оторфованные горизонты заболоченных почв	0,5—1,0
Гумусные горизонты различных почв	1,08—1,13
Иллювиальные горизонты различных почв (подзолистых, солонцовых)	1,5—1,9
Суглинистые бескарбонатные почвы	1,3—1,5
» карбонатные (лессового типа)	1,2—1,4
Песчаные плотные	1,6—1,8

ПОРОЗНОСТЬ, ИЛИ СКВАЖНОСТЬ, ПОЧВ

Частицы почвы не заполняют собой всего пространства, а между ними остаются свободные промежутки — поры. Количество этих промежутков в единице объема почвы называют общей порозностью, или скважностью, почвы. Следовательно, порозность P равняется $1 - v$, где 1 — весь объем почвы, а v — объем только ее твердых частиц. Последний определяется как $v = \frac{d}{d_1}$, где d есть объемный вес, а d_1 — удельный вес.

Таким образом, общая порозность P определяется как $1 - \frac{d}{d_1}$, или в процентах

$$P = \left(1 - \frac{d}{d_1}\right) 100.$$

Порозность различных почв варьирует в очень широких пределах. Так, для очень плотных глин она опускается до 20%, тогда как для некоторых болотных почв поднимается до 80%. В минеральных почвах обычно встречающиеся величины составляют около 40—50%, варьируя часто в пределах одного почвенного профиля, по отдельным генетическим горизонтам от 30 до 55% (рис. 4, стр. 27).

Величины порозности имеют большое значение в мелиоративной характеристике почв, так как от них зависит полная влагоемкость почв, их воздухоемкость, коэффициент фильтрации, механическая устойчивость почвенных масс и ряд других свойств.

Зависимость от порозности коэффициента фильтрации иллюстрируется следующими экспериментальными данными, полученными И. И. Зауэрбрессом (табл. 4).

**Зависимость коэффициента фильтрации от суммарного объема пор
(степени плотности грунта)**

Род грунта	№ грунта	Верхний и нижний пределы суммарного объема пор	Верхний и нижний пределы для коэф- фициента фильтра- ции
Равномерной крупности	7	0,460—0,434	0,0184—0,0140
	6	0,419—0,377	0,266 — 0,178
	1	0,431—0,347	1,6 — 0,67
	9	0,428—0,367	3,20 — 1,50
	2	0,422—0,389	3,35 — 2,42
	3	0,399—0,354	6,31 — 3,35
	10	0,401—0,355	6,96 — 3,97
	11	0,394—0,356	15,05 — 10,00
Естественный (песчаный)	44	0,452—0,381	1,387 — 0,391
	53	0,382—0,327	0,409 — 0,159
	54	0,384—0,342	1,98 — 0,982

Горизонтальные ряды таблицы обнаруживают весьма существенную зависимость показателя фильтрации от величины порозности. Так, например, в грунте № 10 при изменении порозности от 0,401 до 0,355 показатель фильтрации изменяется от 6,96 до 3,97, т. е. уменьшается почти в два раза. В общем, данные автора хорошо подтвердили формулу зависимости фильтрации от порозности, предложенную Козени и имеющую следующий вид:

$$V = \frac{\gamma}{120\eta} d_w^2 I \frac{P^3}{(1 - P)^2},$$

где V — скорость фильтрации;

η — вязкость жидкости;

d_w^2 — активный диаметр (в см);

I — гидравлический уклон;

γ — удельный вес жидкости;

P — порозность в единице объема.

При оценке значения порозности нужно считаться не только с общим объемом пор, но и с их формой, которая зависит от величины минеральных частиц (механического состава) и от характера сложения этих частиц.

Зависимость от размеров частиц видна из сопоставления, например, грунтов № 7 и 11. Грунт № 7 имеет самую большую порозность, 0,460—0,434, но одновременно и самый малый показатель фильтрации, а именно 0,0184—0,0140. Наоборот, грунт № 11 имеет сравнительно низкую порозность, 0,394—0,356, но максимальный показатель фильтрации — 15,05—10,00. Разъяснение этому противоречию дают данные механического состава: оказывается, что главная масса (93%) грунта № 7 состоит из частичек размером 0,1—0,02 мм, тогда как масса грунта № 11 на 98,5% состоит из частиц диаметром 1,25—0,589 мм, т. е. значительно более крупных. Соответственно этому в грунте № 7 пор хотя и много, но они очень мелкие, а в грунте № 11 поры более крупного диаметра и потому лучше фильтруют воду.

Зависимость действующего диаметра пор от диаметра зерен иллюстрируется следующими данными Слехтера, вычисленными им для частиц шарообразной формы при условии их плотной упаковки.

Диаметр зерен (в мм)	0,83— 0,39	0,39— 0,25	0,25—0,18	0,18—0,15	0,15—0,10	0,10—0,05	0,05—0,02
Диаметр пор (в мм)	0,129— 0,054	0,054— 0,038	0,038— 0,027	0,027— 0,023	0,023— 0,016	0,016— 0,008	0,008— 0,003

В тесной связи с высокой порозностью почв, а также наличием в них воднорастворимых солей находятся явления **просадочности пород**.

«Просадочностью в инженерно-геологической практике называют способность пород лессовой группы уменьшаться в объеме

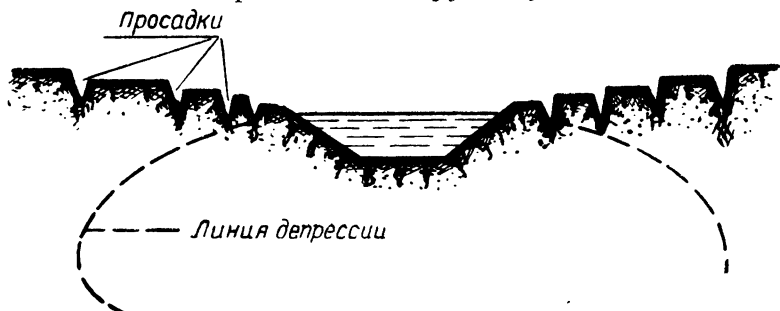


Рис. 5. Схема образования просадок на канале (поперечный разрез).

при увлажнении. Этому уменьшению объема способствует также нагрузка, например, от веса здания или веса вышележащей толщи пород. Поскольку увлажнение может быть естественным (например, вследствие накопления атмосферных осадков) и искусственным (при пуске воды по каналу, орошении, утечке хозяйственных вод на стройплощадках и т. д.), среди просадочных явлений также различают естественные и искусственные» (В. А. Приклонский).

Точки максимальной глубины просадки

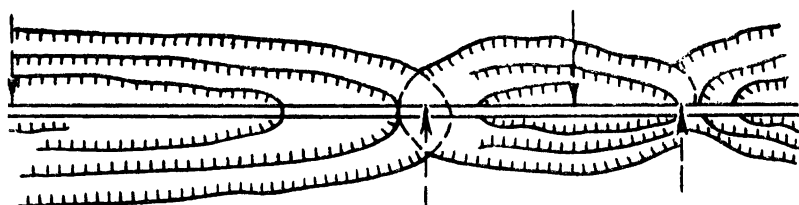
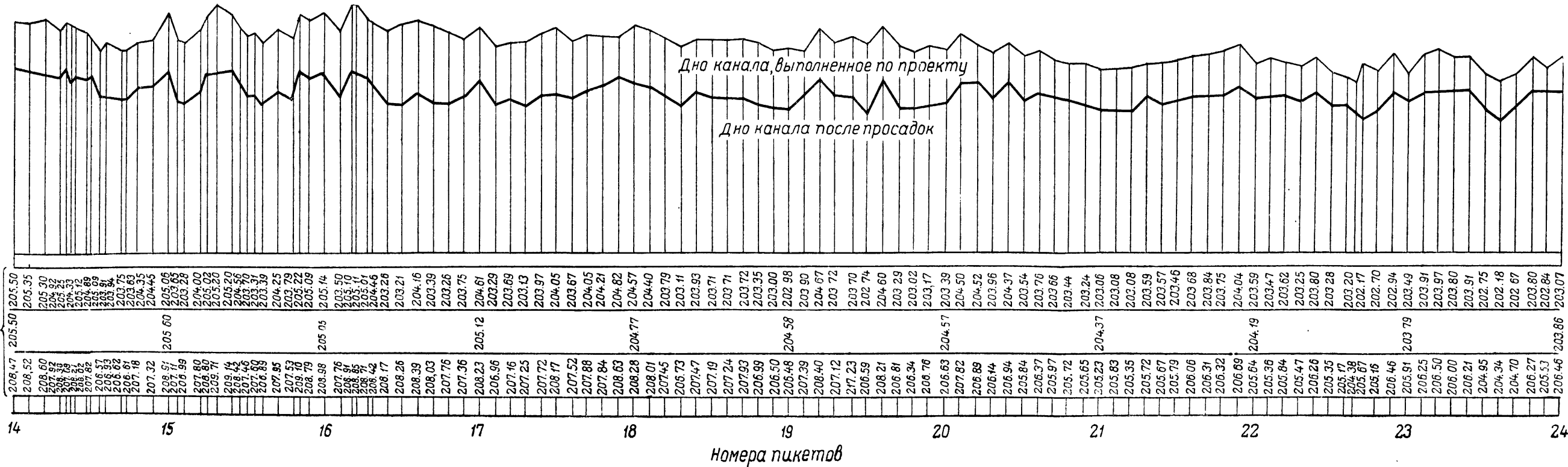


Рис. 6. Схема расположения просадок на канале (в плане).

Просадочные явления в ирригационной практике, например, наблюдаются, когда в новые каналы, вырытые на не орошавшейся ранее территории, пускают воду. Вдоль бровок канала начинают появляться вертикальные трещины, а затем дно канала и соседняя растрескавшаяся территория оседают вниз.

На Малокабардинской оросительной системе эти просадки, по наблюдениям инж. Гвоздева, в поперечном разрезе и в плане имели вид, показанный на рисунках 5 и 6.

Ширина трещин достигалаверху 0,5—0,8 м.



Общий вид уступов, образующихся при просадках, показан на рисунке 7. Просадки сильно деформируют русло канала и совершенно нарушают работу оросительной системы (рис. 8).

Просадки канала и прилегающей к нему местности часто наступают на 3—4-й день после пуска воды. Однако иногда они происходят только по истечении нескольких месяцев с момента пуска воды. В общем, абсолютная величина просадки отмечалась тем меньше, чем позже просадка наступала. После первых, иногда значительных просадок грунта явление не всегда прекращалось и приходилось наблюдать ощутительные просадки и через год после начала образования их. На магистральном канале был случай, когда от проседания правого устоя двухпролетного железобетонного моста свалилась в воду опирающаяся на устой часть железобетонной плиты. Спустя не-

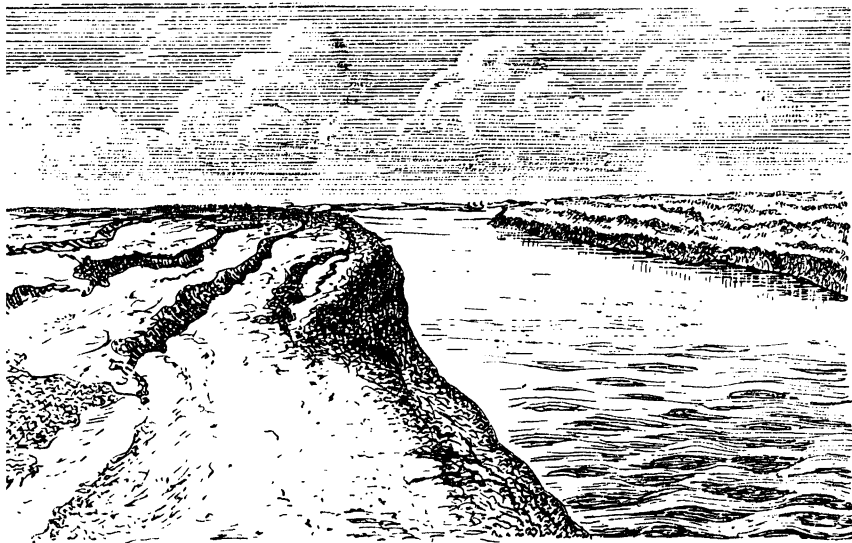


Рис. 7. Просадочные террасы вдоль канала.

которое время, на протяжении которого не замечалось никаких деформаций грунта, мост был отремонтирован, но впоследствии осел другой устой, настолько, что создалась угроза падения второй части плиты и появилась необходимость вторичной перестройки проезжей части моста. В общем, все же величина просадок со временем затухает. В условиях Средней Азии, как указывает инж. Флексер, просадки совершенно затухали примерно через 4 года непрерывного действия канала.

Расположение просадок по длине канала чрезвычайно пестрое. Длина продольной оси эллипса просадки колеблется от 10—15 до нескольких сот метров, а, соприкасаясь и накладываясь один на другой, сплошные просадочные участки могут достигать протяженности более 1 км. Наибольшее распространение просадки в ширину (80 м) было отмечено в направлении, перпендикулярном каналу (после полутора лет его работы). Необходимо подчеркнуть, что указанная протяженность просадок определяется только влиянием самого канала.

То же явление наблюдается в ряде случаев и под влиянием оросительных вод на площади самого орошаемого поля. Таким образом, деформации почв охватывают всю орошаемую территорию. Природным проявлением этого процесса нужно считать, повидимому, степные блюдца и западины, столь широко развитые в южных районах.

Наибольшая отмеченная глубина просадки достигает почти 2 м, но пунктов такого максимального оседания по системе насчитывалось немного, не более 10 на протяжении 30 км подверженных просадкам каналов.

Вопрос о мощности слоя грунта, который захватывается явлением оседания, остается до сего времени недостаточно освещенным. На Малой Кабарде в одном случае зарегистрировано распространение трещины до глубины 13,5 м. Возможно, что и эта громадная глубина не является предельной, но все же в среднем в настоящее время склоны принимать, что ясно выраженные просадочные явления захватывают толщу в 6—7 м.

Районы распространения просадочных грунтов, повидимому, весьма обширны и охватывают собой все южные части так называемых лесовых областей. В настоящее время, кроме Северного Кавказа, резко выраженные просадочные явления зарегистрированы во многих районах Средней Азии, как, например, на Джуне (под Ташкентом) по р. Сурхану, на Вахшском строительстве и т. д.

Необходимо отметить, что просадочные грунты, кроме того, подвержены чрезвычайно легкой размываемости. Поэтому всякий прорыв воды, даже ничтожной в начале струей, например, через корневой ход или пору землероя, почти всегда приводит к очень серьезным размывам и обрушиваниям грунта. Такие явления многократно зарегистрированы на Джуне и Вахше.

Подтверждение зависимости явлений просадочных почв от их порозности можно видеть в следующих данных по Малой Кабарде (табл. 5).

Т а б л и ц а 5

Порозность пород Малой Кабарды, подверженных и не подверженных просадкам
(в процентах)

Породы	Глубина взятия образцов (в м)				
	2	4	6	10	15
Просадочные	42,30	46,71	41,89	32,33	39,38
Непросадочные	39,96	43,33	41,49	33,61	38,89

Из таблицы видно, что просадочные грунты, по крайней мере в большинстве случаев, обладают большой порозностью.

Однако из этих же цифр следует, что абсолютная величина порозности еще не всегда определяет собой просадочность грунта. В самом деле, уже общий порядок величин порозности просадочных грунтов вовсе не представляет собой чего-либо особенного, это — обычные средние величины для суглинистых почв, которые, как общее правило, явлений просадочности не обнаруживают. С другой стороны, из таблицы видно, что некоторые просадочные толщи, например с глубины 2, 6, 10 и 15 м, обладают порозностью меньшей, чем непросадочный слой с глубины 4 м (порозность 43,33%).

Отсюда следует сделать вывод о том, что просадочность определяется не только суммарным объемом пор, но и их формой, повидимому преимущественно ячеистой, неустойчивой.

Ф. И. Воронов предложил следующую классификацию среднеазпатских лесов по их просадочности в зависимости от порозности (табл. 6, см. стр. 35).

Значение воднорастворимых солей в просадочности может быть двояким. Во-первых, при кристаллизации солей образующиеся кристаллы могут раздвигать частицы почвы и тем самым как бы увеличивать ее рыхлость. Очевидно, что в этом смысле могут

Просадочность лессов при различной их порозности

Показатели	Степень просадочности пород				
	чрезвычайно просадочные	сильно	средне	слабо	не просадочные
Порозность	50—52	48—52	44—48	40—44	35—42
Коэффициент набухания менее . .	6	6—10	10—15	15—20	20—25
Процент просадки от мощности .	10	5—10	2—5	0—2	00

иметь наибольшее значение соли, кристаллизующиеся с большим количеством воды (например, $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и др.). Во-вторых, любые кристаллы солей могут находиться в почве не только в ее порах, но и являться элементами ее скелета. В этом последнем случае очевидно, что смачивание почвы водой и растворение кристалла неизбежно нарушают прочность строения остальных твердых частиц почвы, из ее архитектоники как бы выбиваются отдельные кирпичи, и тогда общая масса почвы теряет устойчивость и начинает садиться. В этом случае, следовательно, выщелачивание соли из почвы вовсе не является необходимым, нужно только растворение ее. Когда же кристаллы солей находятся только в порах почвы, растворение и даже выщелачивание их никакой деформации почвы вызывать не должно. С изложенной точки зрения находит себе объяснение тот факт, что прямой связи между количеством солей в почве и просадочностью обычно не наблюдается.

Иногда замечается связь просадочности почвы с содержанием в ней гипса. При этом скорость просадок становится более медленной в связи с малой растворимостью гипса.

Такой случай наблюдался на канале Новый Джуп в Ташкентском районе (Е. А. Замариш и М. М. Решеткин). В среднем вертикальное оседание измерялось здесь величиной 75—150 см и как максимум 200 см.

В глубину просадки распространялись главным образом до 8 м, но в незначительном размере отмечались и до 13 м. В среднем для 13 м толщи величина просадки определена в 7,4 см на каждый метр.

Сравнительные величины порозности в шурфах в дне канала после 3 лет его работы и в степи, вне просадок, показаны в таблице 7.

Таблица 7

Сравнительные величины порозности

Глубины (в м)	Порозность (в %)		Вертикальная осадка (в %)
	шурф в степи	шурф в дне канала	
0—2	47,4	40,6	12,9
2—4	50,5	41,8	17,6
4—6	47,1	40,4	12,7
6—8	44,2	41,6	4,7
8—13	39,5	38,3	2,0

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ (МЕХАНИЧЕСКИЙ И АГРЕГАТНЫЙ) СОСТАВ ПОЧВЫ

Всякая почва состоит из смеси минеральных и органических частичек, или зерен, разнообразных размеров (полидисперсная система).

Характеристика почвенной массы по величинам диаметров слагающих ее зерен (частичек) носит название гранулометрического состава (от слова *granulum* — зерно).

Термин «гранулометрический состав» включает в себя два понятия, а именно: понятие о механическом составе почвы и понятие об агрегатном составе.

В американской литературе принято называть гранулометрическим составом механический состав почвы. Мы считаем более правильным употреблять этот термин в указанном выше значении.

Механический состав почвы характеризует ее по размерам диаметров отдельных минералогических (элементарных) частиц, образовавшихся в процессе выветривания.

Агрегатный состав почвы характеризует ее по размерам диаметров вторичных зерен (агрегатов), возникающих из элементарных частиц в процессах коагуляции, слипания и цементации их*.

В природной обстановке практически нет почв, сложенных нацело минералогическими частицами в их раздельнозернистом, не агрегатном состоянии. Последнее присуще лишь некоторым рыхлым геологическим породам, например перемытым, хорошо сортированным кварцевым пескам.

В почвах всегда большая часть элементов ее механического состава находится в той или иной степени агрегации (например, частицы мельче 0,01 мм обычно агрегированы, по крайней мере, на 90%), и потому агрегатное состояние должно считаться наиболее общим состоянием почвенных масс.

Отсюда следует чрезвычайно важный вывод о том, что все другие свойства почв, в той или иной мере зависящие от гранулометрического состава рыхлой массы (водные свойства, тепловые, химические, биологические, механические и др.), определяются, в первую очередь, агрегатным составом почвы, а не ее механическим составом.

Взаимосвязь раздельнозернистого (механического) и агрегатного состояния почвы. Характеристики почв по механическому и агрегатному составу существенно, принципиально между собой различны, но вместе с тем они и тесно связаны между собой. Эта взаимосвязь выражается в том, что сама возможность образования агрегатов прямо зависит от исходного механического состава.

* В агрономической практике агрегаты размером от 0,25 до 5—10 мм называют структурными элементами; они обычно придают почве наилучшие агрономические свойства. Агрегаты мельче 0,25 мм называют микроагрегатами; их агрономическая ценность оказывается в ряде случаев недостаточной. — *Ред.*

Вообще говоря, агрегаты могут возникать из механических элементов любой величины: например, обычные песчаные частицы, цементируясь известью или окислами железа, марганца и другими веществами, образуют в почвах агрегаты различных размеров. Однако чем мельче элементы механического состава почвы, тем больше возможностей для формирования агрегатов. Так, например, установлено, что частицы крупнее 0,01 мм (песчаные) не коагулируют и, следовательно, не могут образовать агрегатов за счет этого фактора. Частицы размером от 0,01 и до 0,001 мм (пылеватые) коагулируют, но слабо, и, следовательно, возможность формирования из них агрегатов незначительна. Частицы с диаметром менее 0,001 мм (илистые, ил) коагулируют нормально как коллоидные системы. Таким образом, чем богаче почва илистыми частицами (чем она глинистее), тем, вообще говоря, у нее больше возможностей для превращения в агрегатную (структурную) массу.

Между элементарной частицей любого диаметра и агрегатом того же внешнего диаметра имеются существенные различия: первая представляет собой всегда массу монолитную, характеризующуюся удельным весом слагающих ее минералов; суммарная внешняя поверхность такой частицы определяется только ее формой (более или менее шарообразная, пластинчатая и т. д.); второй — всегда представляет собой массу более или менее рыхлую, с внутренней микропористостью, которая может быть заполнена как водными растворами, так и воздухом. Следовательно, для агрегата характерен не только его удельный вес, но и вес объемный, отражающий степень его плотности и пористости.

Агрегат обладает не только внешней поверхностью, но и внутренней поверхностью микропор. Важнейшее различие раздельнозернистого и агрегатного состояния заключается в том, что механические элементы весьма устойчивы, размеры их изменяются обычно лишь в геологические периоды времени под влиянием общих процессов выветривания. Поэтому механический состав каждой почвы обычно рассматривается как величина более или менее постоянная. В противоположность этому, агрегатное состояние в высокой степени динамично, оно изменяется в очень широких пределах и часто очень быстро, в зависимости от постоянно меняющихся условий существования почвы. Эти изменения колеблются как в сторону увеличения числа и размеров агрегатов, так и в сторону уменьшения агрегатности почвы. Очевидно, что пределом возможного распыления каждой данной почвы является ее механический состав.

Для иллюстрации динамики агрегатного состояния почв приведем следующие примеры.

В лабораторном опыте (Розов) пробы одной и той же почвы (чернозема) ставились в различные условия, а именно: одна проба оставалась в воздушносухом состоянии, другая увлажнялась до степени оптимальной для развития аэробных микробиологических процессов и, наконец, третья увлажнялась избыточно таким об-

разом, что условия для размокания частиц были здесь наилучшими, но аэробные микробиологические процессы развиваться не могли. По истечении некоторого периода времени во всех трех пробах определялась дисперсность путем учета количества мелких фракций в водной суспензии. Результаты одного из опытов приводятся в таблице 8.

Т а б л и ц а 8

Изменение дисперсности почвы (в процентах) в связи с увлажнением

Пробы	Размер частиц (в мм)		
	0,001	0,0005	0,0002
Оптимально увлажненная, через 41 сутки	6,77	3,84	0,77
Воздушносухая	3,16	1,15	0,33
Избыточно увлажненная, через 30 суток	1,19	0,41	0,27

Из таблицы видно, что в той пробе, где развивались аэробные биологические процессы, дисперсность почвы увеличилась более чем в два раза по сравнению с исходной воздушносухой почвой. Наоборот, в пробе, избыточно увлажненной, где могли развиваться только анаэробные процессы, дисперсность уменьшилась более чем в два раза. Таким образом, в короткий период времени в данной почве легко созданы состояния дисперсности, отличающиеся друг от друга в $\frac{6,77}{1,19} = 5,7$ раза. При этом из условий самой постановки опыта вытекает, что причиной увеличения степени дисперсности является здесь не процесс размачивания почвы, а развивающиеся в ней микробиологические процессы. Как последовательно во времени идет процесс нарастания дисперсности параллельно развитию аэробных микробиологических процессов, видно из рисунка 9.

Существенно отметить, что обычные водные вытяжки из сухой почвы фильтровались в течение 5—10 минут и давали фильтрат прозрачный. Наоборот, такая же вытяжка из почвы, оптимально увлажненной, фильтровалась $1\frac{1}{2}$ —2 часа и фильтрат был при этом всегда мутный.

В природной обстановке нет такой почвы, в которой не развивались бы в зависимости от различных условий микробиологические процессы, аэробные или анаэробные. Таким образом, нужно признать, что биологический фактор изменения дисперсности является всеобщим в природе и что, следовательно, действия только одного его уже достаточно для установления того, что такое явление динамики дисперсного состояния почв есть явление всеобщее в природе. Самый механизм воздействия микробиологических процессов на агрегаты почвы нужно усматривать

в явлениях разрушения органических веществ и образования такого мощного цемента почвенных частиц, каким является гумус.

В настоящее время известно, что кроме биологических процессов, в природе на дисперсность почвы влияет ряд других очень мощных факторов, из которых нужно назвать соли почвы, состав коллоидного (поглощающего) комплекса почвы, температурные

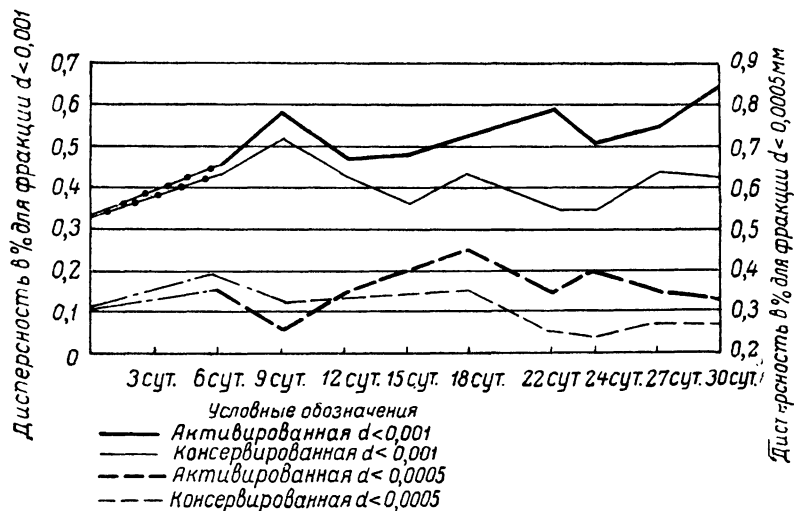


Рис. 9. Изменение дисперсности почвы при нитрификации.

воздействия, особенно процесс замораживания; степень влажности и др.

Другой очень наглядный пример мы находим в исследованиях Гиссинка для голландских почв. Автор произвел механический анализ (фактически агрегатный) одного и того же образца почвы одинаковым методом, но в два различных момента времени: один анализ сделан, как только почва была принесена с поля и находилась еще в сыром состоянии, другой выполнен после того, как этот образец просох в лаборатории. Получены следующие данные (табл. 9).

Таблица 9

Количество мелких частиц (в процентах) в зависимости от влажности почвы

Степень влажности почвы	Размеры частиц (в мм)			
	$< 0,002$	0,02	0,2	2,0
Влажная почва	42,0	31,8	16,9	0,3
Сухая »	25,5	36,7	28,6	0,4

Мы видим, что после высушивания количество частиц размером менее 0,002 мм уменьшилось с 42 до 25,5%.

Наконец, приведем один случай наблюдений динамики дисперсного состояния почвы непосредственно в поле.

Профессор Егоров вел систематические наблюдения за состоянием дисперсности на ряде делянок в течение одного и двух сезонов. Дисперсность определялась количеством частиц мельче 0,001 мм, получающихся в водной суспензии.

В одном из наблюдений получен следующий ряд цифр:

Сроки наблюдений	12/V	22/VII	27/VII	6/X	26/XI
Относительная величина дисперсности. . .	100	22	23	18	1230

Мы видим, что в течение одного летнего сезона содержание частиц мельче 0,001 мм в водной суспензии выражалось относительными цифрами 18 и 1230, т. е. различалось почти в 70 раз.

Из факта динамичности агрегатного состояния почв следует очень важный вывод о том, что и все другие свойства почв, связанные с ее агрегатным состоянием (физические, химические и биологические), также являются не статическими, неподвижными, свойствами, а изменяющимися, динамическими.

Классификация гранулометрических элементов. Всякая почва, как полидисперсная система, состоит из частиц (механических и агрегатных) самых разнообразных диаметров. Определять количество частиц всех встречающихся диаметров технически очень трудно, и потому условились все возможные диаметры разбивать на ряд групп, или как их обычно называют «фракций», с определенными интервалами величин. Эту группировку по фракциям называют классификацией гранулометрических элементов, одинаково как механических, так и агрегатных.

Наиболее употребительными классификациями у нас в Советском Союзе и в международной практике являются приводимые ниже классификации В. Р. Вильямса и Аттерберга.

Классификация элементов механического состава почв по В. Р. Вильямсу и Аттербергу

Классификация В. Р. Вильямса

- | | |
|---------------------|-----------------|
| 1. Камни | крупнее 10 мм |
| 2. Хрящ: | |
| крупный | 10 — 5 мм |
| мелкий | 5 — 3 » |
| 3. Песок: | |
| крупный | 3 — 1 мм |
| средний | 1 — 0,5 мм |
| мелкий | 0,5 — 0,25 » |
| пылеватый | 0,25 — 0,05 » |
| тонкий | 0,05 — 0,01 » |
| 4. Пыль: | |
| средняя | 0,01 — 0,005 мм |
| мелкая | 0,005 — 0,001 » |
| 5. Ил | мельче 0,001 мм |

Классификация Аттерберга

1. Хрящ:		
грубый	20 — 6	мм
мелкий	6 — 2	»
2. Песок:		
грубый	2,0 — 0,6	»
более мелкий	0,6 — 0,2	»
очень тонкий	0,2 — 0,06	мм
3. Песчаная пыль	0,06 — 0,02	»
4. Пыль средняя (шлуф)	0,02 — 0,006	»
5. Ил (пыль мелкая)	0,006 — 0,002	»
6. Коллоидный ил:		
грубый	0,002 — 0,0006	мм
тонкий	мельче 0,0006	мм

В обеих классификациях существенным является выделение четырех групп фракций, а именно: 1) камни и хрящ; 2) песок, 3) пыль и 4) ил, и только границы линейных размеров этих групп несколько иные.

Некоторое обоснование такому делению заключается в следующем: 1) фракции частиц крупнее 0,2—0,25 мм обладают крайне незначительной капиллярностью, но вместе с тем являются границей хорошей водопроницаемости; 2) хорошей капиллярностью обладают фракции частиц между 0,2—0,02 (0,25—0,01) мм. Вместе с тем, размер 0,02—0,01 мм является пределом, выше которого нет коагуляции в слабых солевых растворах; 3) у фракции 0,02—0,002 (0,01—0,001) мм капиллярность высокая, но движение жидкости в ней очень медленное. Заметим еще, что величина частиц 0,002—0,001 мм является пределом броуновского движения.

Во всяком анализе, который предназначается для каких-либо количественных расчетов, необходимо определять все фракции, причем фракцию ила желательно всегда разделять, по крайней мере, на две категории: от 0,001 до 0,0005 мм и менее 0,0005 мм.

Классификации (и анализы) сокращенного типа служат лишь для ориентировочных, качественных характеристик и ни для каких специальных расчетов не пригодны.

Широко распространенной сокращенной классификацией является следующая:

1. Камни и хрящ — всё, что крупнее 2—3 мм.
2. Песок — от 2—3 мм до 0,01 мм.
3. Физическая глина — всё, что мельче 0,01 мм.

Эта классификация (и соответственно анализ) имеет широкое практическое значение для приближенной характеристики почвенных разностей по гранулометрическому составу, и особенно в пределах локальных почвенных зон и районов.

Методы гранулометрического анализа. Общей задачей гранулометрического анализа является определение в данной почве весовых количеств составляющих ее фракций.

Так как гранулометрический состав каждой почвы всегда характеризуется одновременно ее элементарным механическим составом и составом агрегатным, то задачей каждого частного

анализа должно являться: а) либо установление количественного соотношения фракций механического состава (механический анализ); б) либо установление количественного соотношения фракций агрегатного состава в условиях исходного состояния почвы (агрегатный анализ); в) либо, наконец, установление соотношения фракций агрегатов, но при определенных заданных условиях состояния почвы (динамический агрегатный анализ).

Отсюда следует, что нет и не может быть какого бы то ни было единого универсального метода анализа, с помощью которого можно было бы охарактеризовать все состояния гранулометрического состава почвы. Для этого необходимо в каждом случае применить систему (ряд) гранулометрических анализов, состоящую из следующих элементов: 1) механический (элементарный) анализ, 2) агрегатный анализ (макроагрегатный и микроагрегатный), 3) ряд динамических агрегатных анализов, имеющих целью охарактеризовать динамику агрегатного (дисперсного) состояния почвы под влиянием разных факторов.

Подготовка почвенного образца к анализу. Всякий образец почвы перед разделением его на составляющие гранулометрические элементы (перед анализом) обязательно подвергается некоторой подготовке. Эта подготовка всегда изменяет в ту или иную сторону исходное агрегатное состояние почвы, и потому очевидно, что именно подготовительные операции и предreshают результаты дальнейшего анализа. Поэтому подготовка почвы к анализу является решающим этапом во всяком гранулометрическом анализе.

Приемы подготовки к механическому анализу и к анализам агрегатным принципиально различны.

Подготовка к механическому анализу имеет своей целью разрушить все имеющиеся в почве агрегаты и привести ее в полное раздельнозернистое состояние, т. е. в состояние максимальной степени дисперсности.

В прошлом для этого применялось длительное кипячение и растирание образца почвы. В настоящее время наиболее совершенным методом, разрешающим эту задачу, является следующий:

1) почву обрабатывают слабой соляной кислотой для растворения цементирующих агрегатов минеральных солей (известь, гипс, полутораокиси);

2) после этого почву обрабатывают перекисью водорода для окисления гумуса как цемента агрегатов;

3) наконец, почву обрабатывают натриевой солью для насыщения ее коллоидов ионом натрия.

После отмывки избытка соли и придания суспензии рН около 8,0 прибавлением NaOH почва приобретает дисперсность, близкую к предельной (несколько большую дисперсность даст ион лития). Такая суспензия и позволяет произвести разделение в ней механических элементов, т. е. осуществить механический анализ.

Подготовка к агрегатному анализу имеет целью придать почве то агрегатное состояние, которое мы хотим исследовать. Прием подготовки почв к агрегатному анализу может быть неограниченно много в зависимости от конкретных задач анализа.

Наиболее часто встречающимися задачами в мелиоративной практике являются следующие:

1) определение исходного агрегатного состояния, устойчивого в воде (так называемых «прочных» агрегатов). Для этого подготовка к анализу заключается в намачивании образца почвы в дистиллированной воде в течение 24 часов; никаких химических реактивов или механических воздействий в этом случае применять нельзя;

2) определение агрегатного состава засоленной почвы при разных стадиях ее промывки. Образец почвы непосредственно перед анализом промывают до нужной стадии, например до исчезновения иона хлора или иона серной кислоты;

3) определение агрегатного состава почвы при разной степени насыщенности ее коллоидов ионами натрия и кальция. В этом случае образец почвы предварительно, путем обработки соответствующими солями, приводят в состояние нужной насыщенности.

Аналогичным образом можно исследовать изменение агрегатного состояния почв под влиянием любого интересующего нас фактора, например биологических процессов, промораживания и т. д.

Разделение подготовленного образца почвы на его гранулометрические фракции. Гранулометрические элементы (как механические, так и агрегатные) крупнее 0,25 мм (иногда крупнее 0,05 мм) разделяют на ситах. Все более мелкие частицы обычно разделяют в воде на основе того, что скорость падения частицы в воде пропорциональна квадрату ее радиуса.

Общепринятой в настоящее время формулой связи скорости падения v и радиуса частицы r является формула Стокса:

$$v = \frac{2}{9} g r^2 \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{\eta},$$

где g — ускорение силы тяжести;

η — вязкость среды;

σ_1 — удельный вес частицы;

σ_2 — удельный вес среды.

Несмотря на то, что эта формула выведена только для частиц шарообразных и в пределах размеров, не обладающих броуновским движением, тем не менее она применяется для разделения всех фракций почв, так как экспериментально доказана практическая удовлетворительность получающихся при анализе результатов.

До последнего времени формула Стокса применялась в одинаковом виде для анализов как механических, так и агрегатных. В настоящее время экспериментально доказано (С. В. Астапов), что это неправильно, так как скорость падения агрегатов определяется не удельным весом слагающих их минералов (в среднем 2,7), а плотностью агрегата в целом, т. е. его объемным весом. Соответственно этому при агрегатном анализе в формуле Стокса величина σ_1 должна обозначать не удельный вес почвы, а объемный вес агрегатов.

По измерениям С. В. Астапова, объемные веса агрегатов различных диаметров выражаются следующими величинами:

Размеры фракций (в мм)	0,001—0,005	0,005—0,05	0,05—0,10
Объемный вес	2,0	1,8	1,6

Так как при каждом агрегатном анализе встречаются агрегаты различных диаметров и, кроме того, всегда могут присутствовать механические элементы,

то при практическом анализе следует пользоваться некоторой усредненной величиной σ_1 , которая в измерениях С. В. Астапова оказалась равной 1,8. Эта величина требует дальнейшего уточнения и возможно, что она получит дифференцированное выражение для различных типов почв и геологических пород.

Технические приемы разделения гранулометрических фракций очень разнообразны. Так, в механическом анализе для разделения частиц от 0,05 до 0,005 мм часто применяется ток воды рассчитанной по Стоксу скорости (аппараты Шене, Конецкого). Для агрегатных анализов этот прием принципиально не применим, так как он разрушает агрегаты механически.

Широко распространенным и надежным приемом разделения механических элементов всех размеров является метод последовательного отмучивания (методы В. Р. Вильямса, А. Сабанина и др.). Для агрегатного анализа этот метод неприменим по той же причине, что и первый метод. В последнее время предложен ряд методов (Г. Вигнер и Гесснер, Цункер и др.), в которых измеряется изменение плотности почвенной суспензии по мере выпадения из нее на дно сосуда частиц различных размеров. Этот метод должен быть применен как для механического, так и для микроагрегатного анализа. Изменение плотности может быть зарегистрировано в виде непрерывной кривой (например, на фотобумаге), почему такие методы именуются иногда «непрерывными» методами анализа. В настоящее время наибольшее распространение в практике получил метод «пипетки» (В. Робинсон). Он основан на том, что почвенная суспензия, находящаяся в цилиндре, при спокойном стоянии расслаивается по вертикали, соответственно различным скоростям падения частиц разных размеров. Беря с помощью пипетки в строго определенные моменты времени из различных слоев суспензии пробы, можно достаточно точно рассчитать ее гранулометрический состав (подробнее см. в книге С. В. Астапова «Практикум по мелиоративному почвоведению»).

Указанный метод одинаково применим как для механического, так и для микроагрегатного анализа.

Связь между гранулометрическим составом почвы и коэффициентом фильтрации. В мелиоративно-гидротехнической практике данные гранулометрических анализов чаще всего используют для характеристики и даже количественного расчета фильтрационной способности почв, ее коэффициента фильтрации.

Ввиду того что при этих расчетах нередко пользуются неверными представлениями об истинном характере гранулометрического состава почв, приводящими к неправильным характеристикам их коэффициента фильтрации, рассмотрим два главных вопроса, лежащих в основе этих расчетов: а) каким образом находить расчетные гранулометрические показатели для полидисперсных (а не монодисперсных) почвенных систем и б) какое значение имеют при расчете показатели механического и агрегатного состава почвы.

Методы расчета гранулометрического состава почвы. Общее выражение для скорости фильтрации имеет, по Дарси, такой вид:

$$V = KI,$$

где I — гидравлический уклон, а K — так называемый коэффициент фильтрации, характеризующий свойства фильтрующейся жидкости и свойства почвы, через которую эта жидкость фильтруется.

В общем виде K может быть представлен в такой форме:

$$K = f(APd^2),$$

где A — коэффициент, характеризующий свойства фильтрующейся жидкости (вязкость, удельный вес);

P — порозность почвы;

d — диаметр частиц, слагающих почву.

Для систем монодисперсных расчетная величина d берется по прямому измерению. При анализе системы полидисперсной мы имеем ряд значений d , из которых нужно получить одно, расчетное. Для этого предложено понятие «эффективного», или «действующего», диаметра частиц, который и является расчетным ($d_{\text{ц}}$ или $d_{\text{эф}}$).

«Действующим» диаметром называют такой диаметр частиц, при котором однородная масса, сложенная из частиц такого диаметра, будет обладать той же величиной фильтрации, как исследуемая полидисперсная масса. Методы определения этого диаметра различны. А. Газен предложил считать действующим диаметром d_{10} диаметр таких частиц, которые составляют 10% всей массы почвы. Этот диаметр определяется или диаметром отверстий сита, через которое отсеивается 10% почвы по весу, или графически по кумуляционной кривой гранулометрического состава, как это показано на рисунке 10.

Практика показала, что пользоваться этой величиной можно только в некоторых частных случаях. Так, Сликхтер считает, что d_{10} применим вообще лишь для систем, не содержащих частиц мельче 0,01 мм, а с другой стороны, он не применим для систем, слишком разнородных по своему составу. Исходя из этого А. Газен предложил другой ограничительный показатель, именно — коэффициент однородности $l = \frac{d_{60}}{d_{10}}$, где d_{60} — диаметр, меньше которого в почве имеется 60% частиц по весу. По его мнению, пользоваться этой величиной можно только при условии, если l не более 5. Из этих ограничений следует, что метод Газена может быть применен только для хорошо отсортированных песков, для обычных же почв он не имеет никакого значения, так как последние не удовлетворяют ни первому, ни второму требованиям. Главной причиной неудовлетворительности метода Газена в

применении к почвам является то, что сложную кривую гранулометрического состава нельзя охарактеризовать одной точкой.

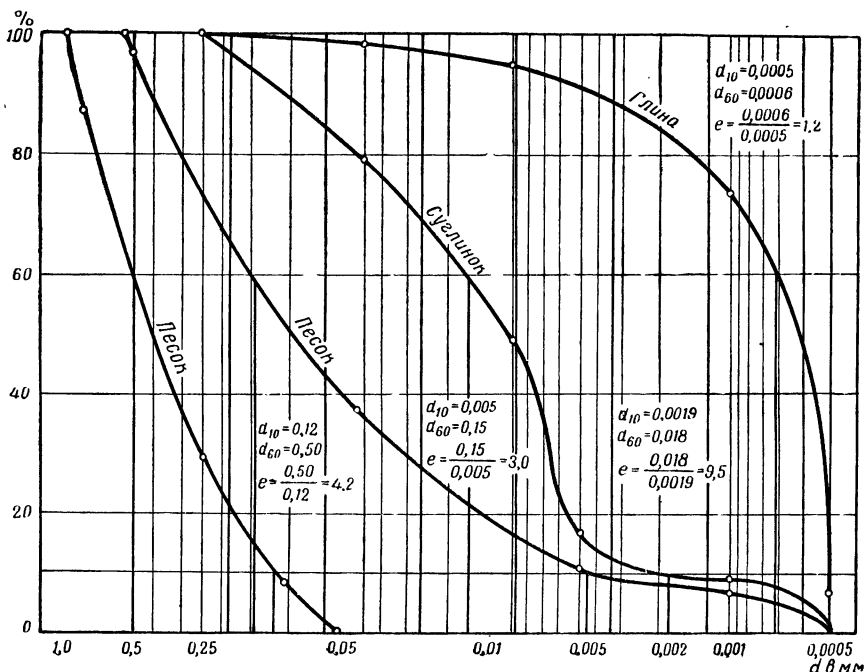


Рис. 10. Типы кумуляционных кривых.

Козени предложил универсальную формулу для определения действующего диаметра d_w во всяких полидисперсных системах, которая имеет следующий вид:

$$d_w = \frac{100}{\sum \left[\frac{1}{2} g_k \left(\frac{1}{d_k} + \frac{1}{d_{k-1}} \right) \right] + \frac{3}{2} \frac{g_{\min}}{d_{\min}}},$$

где d_w — эффективный диаметр;
 100 — сумма процентов всех фракций гранулометрического анализа;
 g_k — процентное выражение каждой фракции анализа;
 d_k и d_{k-1} — наибольший и наименьший диаметры данной фракции;
 $d_{\min}$ — диаметр наиболее мелкой фракции, определенной в анализе;
 $g_{\min}$ — процент этой последней (мелкой) фракции.

Пример расчета действующего диаметра по Козени (А. А. Черкасов) приводится в таблице 10.

Пример расчета действующего диаметра по Козени

Размеры частиц (в мм)	Содержа- ние (в %)	Расчет
1,0—0,1	96,77	$\frac{1}{2} 96,77 \left(\frac{1}{1} + \frac{1}{0,1} \right) = 532,24$
0,1—0,05	1,43	$\frac{1}{2} 1,43 \left(\frac{1}{0,1} + \frac{1}{0,05} \right) = 21,45$
0,05—0,01	1,07	$\frac{1}{2} 1,07 \left(\frac{1}{0,05} + \frac{1}{0,01} \right) = 64,2$
0,01—0,005	0,365	$\frac{1}{2} 0,365 \left(\frac{1}{0,01} + \frac{1}{0,005} \right) = 54,75$
0,005—0,0025	0,1825	$\frac{1}{2} 0,1825 \left(\frac{1}{0,005} + \frac{1}{0,0025} \right) = 54,75$
Меньше 0,0025	0,1825	$\frac{3}{2} 0,1825 \left(\frac{1}{0,0025} \right) = 109,50$

$$\Sigma = 836,89$$

$$d_w = \frac{100}{836,89} = 0,1195 \text{ мм.}$$

Из самого содержания этой формулы следует, что она дает тем лучший результат, чем большее количество фракций выделено при анализе. На основе самого характера почвенных масс, как полидисперсных систем, следует считать, что анализом должно быть выделено не меньшее число фракций, чем это следует по классификации Вильямса или Аттерберга. При сокращенных анализах, не расчленяющих фракций пыли и ила, всякие расчеты вообще теряют свое значение.

Ряд авторов при расчете коэффициента фильтрации пользуются не понятием действующего диаметра, а понятиями суммарной или удельной поверхности почвенных частиц, слагающих данную полидисперсную систему (Крюгер, Цункер и др.). Нужно иметь в виду, что если суммарная и удельная поверхности рассчитываются из данных гранулометрического состава (т. е. из определенных диаметров), то этот геометрический пересчет не даст ничего нового по сравнению с расчетом по эффективному диаметру. Однако в предложении пользоваться для расчета величиной суммарной поверхности, а не диаметром, заключается принципиально новое и положительное. В этом случае представляется возможным пайти метод прямого и, следовательно, более точного определения суммарной поверхности полидисперсной системы, не прибегая к условному представлению о шарообразной форме частиц.

До настоящего времени предложено пока два метода определения суммарной поверхности, а именно: 1) по величине максимальной гигроскопической влажности (адсорбция водяных паров, Митчерлих), 2) по величине максимальной молекулярной влагоемкости (адсорбция жидкой воды, А. Ф. Лебедев).

Связь между диаметром частиц и величиной максимальной молекулярной влагоемкости иллюстрируется следующими цифрами (А. Ф. Лебедев) (табл. 11).

Связь между диаметром почвенных частиц и величиной максимальной молекулярной влагоемкости

а) Отдельно взятые фракции

Название фракций	Диаметр частиц (в мм)	Максимальная молекулярная влагоемкость (в %)
Крупный песок	1—0,5	1,57
Средний »	0,5—0,25	1,60
Мелкий »	0,25—0,1	2,73
Очень мелкий песок	0,1—0,05	4,75
Пыль	0,05—0,005	10,18
Глина	тоньше 0,005	44,85

б) Смес ь ф р а к ц и й

Песок	Глина	Максимальная молекулярная влагоемкость (в %), полученная	
(в %)		экспериментально	расчетом
100	0	1,6	—
0	100	44,85	—
20	80	36,50	36,20
40	60	26,84	27,55
60	40	18,92	18,90
80	20	9,45	10,25

Для смеси фракций наблюдается такая же связь между диаметром частиц и величиной максимальной молекулярной влагоемкости, как и в отдельных фракциях.

Предложенные методы пока что дают возможность получать только сравнительные характеристики величин суммарной поверхности для разных полидисперсных систем. Дальнейшие исследования должны дать методы количественного выражения этой величины.

Значение механического и агрегатного состава для расчета коэффициента фильтрации. В прошлом, а в значительной мере и в практике настоящего времени для расчетов гранулометрических показателей и коэффициента фильтрации использовались данные только механического анализа и совершенно не учитывалось агрегатное состояние почв. Как общее правило, для почв различного механического состава (за исключением только чистых песков) этот метод расчета дает результаты, преуменьшенные против действительных в десятки и даже сотни раз.

Многочисленными исследованиями почвенно-мелиоративной лаборатории ВНИИГиМ (С. В. Астапов, А. Т. Морозов, Л. П. Розов и др.) установлено, что основной причиной ошибочности этих расчетов является игнорирование агрегатного состояния почв. Если определять гранулометрические показатели по данным не

механического анализа, а анализа агрегатного, то расчет коэффициента фильтрации (по одним и тем же формулам) всегда дает результаты, гораздо более близкие к величинам, получаемым экспериментально. Так, например, для лессовых толщ Голодной степи (Узбекистан) получено следующее соотношение расчетных и экспериментальных величин коэффициента фильтрации K :

K экспериментальный в монолите	$2 \cdot 10^{-1}$ см/сек
K расчетный:	
по механическому составу	$4,04 \cdot 10^{-6}$ »
» агрегатному »	$1,7 \cdot 10^{-4}$ »

Из этих цифр видно, что K , рассчитанный по данным механического анализа, отличается от экспериментального в 50 раз, тогда как рассчитанный по данным агрегатного анализа практически совпадает с экспериментальным. На основании этих исследований необходимо принять, что начальный коэффициент фильтрации любой почвенной массы должен рассчитываться по данным агрегатного анализа, а не механического.

Однако один агрегатный анализ недостаточен для характеристики фильтрационной способности почвы.

Агрегатный состав почвы — состояние динамическое, следовательно динамичным должен быть и коэффициент фильтрации. Поскольку наибольшая степень дисперсности каждой почвы выражается ее механическим составом, постольку расчет величины K , сделанный по данным механического анализа, будет характеризовать наименьший возможный коэффициент фильтрации данной почвы. В ряде случаев наибольшее и наименьшее значения коэффициента фильтрации действительно приближаются к этим двум пределам — верхнему, определяемому агрегатным составом, и нижнему, определяемому механическим составом. Это можно иллюстрировать следующим примером исследования монолита хвалынской глины (А. Т. Морозов) (табл. 12).

Т а б л и ц а 12

Изменение коэффициента фильтрации K_f для хвалынской глины
(в см/сек)

Коэффициент фильтрации	Экспериментальный	Расчетный
Начальный	$0,35 \cdot 10^{-2}$	$0,28 \cdot 10^{-3}$ по агрегатному составу
Конечный, через 200 суток . .	$0,58 \cdot 10^{-7}$	$0,157 \cdot 10^{-6}$ по механическому составу

На основании многочисленных исследований этого рода мы принимаем, что для характеристики K_f каждой почвы необходимо сделать как минимум два расчета — по агрегатному и механическому ее составу.

Если мы, далее, хотим методами расчета уточнить характер кривой изменения коэффициента фильтрации, т. е. определить промежуточные точки между полученными двумя крайними, то для этого необходимо произвести ряд промежуточных агрегатных анализов с такими видами подготовки почвы к анализу, которые соответствуют предполагаемым условиям фильтрации. Например, если нас интересует кривая динамики величины K_f для данной почвы при разных степенях минерализации фильтрующейся воды (дренажный сток при промывке солончаков), то мы

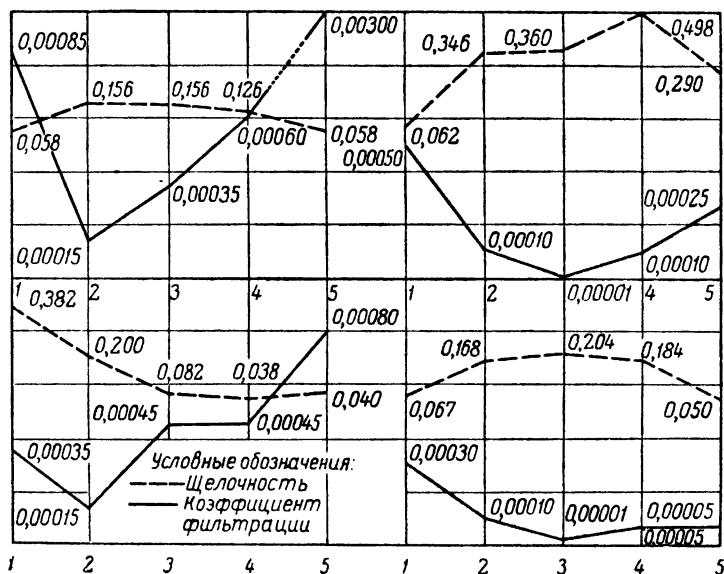


Рис. 11. Динамика коэффициента фильтрации и щелочности муганских почв (Астапов).

должны произвести агрегатные анализы не в дистиллированной воде, а в солевых растворах соответствующих концентраций; если почвенная масса должна будет находиться в условиях переменного замерзания и оттаивания, мы должны будем наш образец почвы перед анализом подвергнуть соответствующим промораживаниям и оттаиваниям и таким образом определить изменения в агрегатном состоянии ее при этих условиях, и т. д.

Из изложенного ясно, почему нельзя охарактеризовать фильтрационную способность почвы каким-либо одним универсальным анализом, а необходимо применить систему гранулометрических анализов.

В зависимости от условий фильтрации кривые изменения K_f могут быть весьма различными, как это видно, например, на рисунке 11.

Изменение скорости фильтрации (впитывания) воды в полевых условиях может быть иллюстрировано следующими данными по Фергане.

Наименования почв	Осень	Весна	Изменение (в %)
Интенсивно орошаемые земли	1,50	3,90	260
Комплексы луговых солончаковых почв	0,91	3,49	383
Солончаки	0,82	1,06	129
Такырные солончаковые почвы	0,38	0,48	126

Аналогичное явление наблюдалось и в Кура-Араксинской низменности (Закавказье) при сравнении скоростей впитывания зимне-весенних аратов (допосевных поливов — промывок) и летних поливов.

Таким образом, общераспространенное представление о том, что для каждой почвы коэффициент фильтрации является постоянной величиной, принципиально ошибочно; наоборот, каждая почва характеризуется переменным коэффициентом фильтрации, изменяющимся в различных пределах в зависимости от условий фильтрации, механического состава и агрегатного состояния ее.

В заключение необходимо отметить, что с практической точки зрения все расчетные величины K_f желательно проверять экспериментально в поле или в лаборатории на монолитах. При этом нужно иметь в виду, что для почв, обладающих ясно выраженной трещиноватостью (например, часто горизонт В подзолистых почв), расчет K_f по Дарси и тем более по аналитическим данным не может дать удовлетворительных результатов.

В условиях орошаемых почв такие неблагоприятные условия могут встретиться только как редкое исключение.

Классификация почв по механическому составу. Все предложенные до сих пор классификации почв по данным механического анализа построены без учета агрегатного состояния почв и потому являются односторонними. В основу всех этих классификаций кладется соотношение в почве фракций различного размера.

Простейшей и наиболее распространенной у нас классификацией является так называемая двучленная, которая основывается на подразделении всей массы почвы на две фракции, именно — на фракцию крупнее 0,01 мм, которой присваивается название «песка», и фракцию менее 0,01 мм, которой присваивается название «физической глины».

Содержание этой классификации приводится в таблице 13.

Эта классификация имеет существенное значение для приближенной идентификации почв, особенно в пределах локальных физико-географических районов. Более точных сопоставлений она не допускает, так как при одном и том же суммарном количестве песка, и особенно «глины», внутренний состав этих фракций в разных почвах может быть существенно различным.

Двучленная классификация почв

Наименования почв	Содержание частиц меньше 0,01 мм (в % к весу)	
	в почвах карбонатных (Димо)	в почвах бескарбонатных (Сибирцев)
Глинистые:		
тяжелые	Более 68	
средние	68—50	66—50
легкие	50—40	
Суглинистые:		
тяжелые	40—33	50—25
средние	33—25	25—20
легкие	25—20	20—14
Супесчаные	20—14	14—9
Пески глинистые	14—9	9—3
Рыхлопесчаные	Менее 9	3

Более сложные классификации учитывают присутствие четырех главнейших фракций почвы, а именно: 1) камни и хрящ, 2) песок, 3) пыль и 4) ил.

Примером может служить классификация акад. В. Р. Вильямса. Она выделяет следующие четыре основных типа почв.

Наименования почв.	Содержание частиц
I. Хрящеватые	Содержат больше 80% хряща
II. Песчаные	» » 60% песка и около 1% ила
III. Пылеватые	» » 50% пыли и меньше 5% ила
IV. Иловатые	» » 7% ила и меньше 10% песка, остальное представлено пылью

Эти типы почв подразделяются на следующие подтипы:

Хрящевато-иловатые	хряща до 80%, ила больше 5%
Песчано-иловатые	песка » 60%, » » 4%
Иловато-пылеватые	пыли 50%, ила более 5 %
Иловато-хрящеватые	хряща более 30%, ила до 20%
Иловато-песчаные	ила до 20%, песка более 30%
Иловато-пылеватые	» » 20%, пыли » 40%

Логическим завершением этого типа классификации могла бы быть классификация типов кривых механического анализа.

Заслуживают серьезного внимания попытки классифицировать почвы по величине суммарной или удельной поверхности частиц. Примером является следующая классификация Цункера.

Наименования почв	Величина удельной поверхности
Плотная глина	Более 1 000
Обыкновенная »	1 000—730
Тяжелый суглинок	730—510
Обыкновенный »	510—340
Песчаный »	340—130
Супесь	130—30
Песок	Менее 30
Зерна песка, диаметр 1 мм	1

При дальнейшей разработке проблемы классификации по гранулометрическому составу необходимо учесть в одинаковой мере как механический, так и агрегатный состав почв.

ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

Тепловой режим почвы определяется относительным поглощением тепла солнечных лучей, лучеиспусканием, теплоемкостью и теплопроводностью.

Поглощение тепла, при всех прочих равных условиях, зависит главным образом от цвета: темные почвы вообще и в частности богатые органическим веществом поглощают тепла больше, чем почвы светлые. Это иллюстрируется следующими цифрами.

Наименования почв	Относительная величина поглощения
Торфяная	100,00
Красно-бурый песок	92,78
Желто-красная глина	80,07
Светлосерая »	81,97
Мелкий песок	85,04
Грубый »	84,02
Луговая известь	77,90

Мелкозернистые почвы поглощают тепло несколько сильнее крупнозернистых.

Лучеиспускание почв вообще значительно меньше, чем воды. Поэтому влажные почвы излучают теплоту сильнее сухих. Однако почвы, умеренно увлажненные и насыщенные водой, излучают одинаково. Зависимость лучеиспускания от состава почвы вообще незначительна.

Теплоемкость почв может быть охарактеризована в сопоставлении с теплоемкостью воды следующим рядом примеров в относительных величинах:

речной песок	0,1928
лессовый чернозем	0,2300
серозем (бакинский)	0,2165
торф	0,5069

Из этих данных вытекает, что теплоемкость почв значительно меньше теплоемкости воды, и следовательно, влажная почва более теплоемка, чем сухая. Ясно выражена также повышенная теплоемкость торфа, что обуславливается высоким содержанием в нем органического вещества. Влияние органического вещества заметно и при сравнении показателей теплоемкостей чернозема и серозема. В среднем теплоемкость минеральных почв в сопоставлении с теплоемкостью воды составляет около 0,22.

Теплопроводность почв изучена пока недостаточно. Из составных частей почвы лучше всего проводит теплоту кварц, затем гидрат окиси железа, каолин, углекислая известь и, наконец, торф. В плотном состоянии почва проводит тепло лучше, чем в рыхлом, а влажные почвы отличаются лучшей теплопроводностью, чем сухие. Это объясняется тем, что плотная почва содержит меньше воздуха, чем рыхлая, а воздух — более плохой проводник тепла, чем почва. Влажная почва, напротив, содержит значительное количество лучшего проводника (воды) и потому проводит тепло лучше сухой почвы.

ПЛАСТИЧНОСТЬ, КЛЕЙКОСТЬ И СВЯЗНОСТЬ ПОЧВ, ПРЕДЕЛЫ ТЕКУЧЕСТИ

Названные понятия носят приближенный характер и являются качественными показателями главным образом технических свойств почвы, важных при оценке условий работы землеройных и обрабатывающих орудий, при оценке грунтов как оснований для сооружений, прокладке дорог и пр.

Пластичностью называется способность грунта скатываться в шнур. Предел пластичности определяется такой низкой степенью влажности почвы, при которой проба, раскатанная на листе бумаги в палочку диаметром около 4 мм, начинает ломаться на отдельные куски. Исследования показали, что пластичность зависит не от величины частиц почвы, а от их формы: пластичностью обладают только массы, сложенные из частиц чешуйчатых или пластинчатых, но не круглых или зернистых.

Под **клейкостью** почвы понимают способность ее при некоторой влажности прилипать к посторонней гладкой поверхности. За предел клейкости принимают ту степень влажности почвы, при которой тесто, сделанное из почвы, перестает прилипать к никелевому (металлическому) шпателю.

Связность почвы есть способность противостоять силе, стремящейся так или иначе разъединить частицы почвы. Связность возрастает с увеличением клейкости и уменьшением влажности. Она в сильной степени также зависит от формы слагающих почву частиц, увеличиваясь при пластинчатой или чешуйчатой их форме.

Верхний предел текучести характеризует такое состояние почвы, когда бороздка, проведенная на горизонтальной поверхности кашицеобразной массы почвы округлым концом стеклянной палочки, в течение полминуты почти исчезает. Фактическое значение этого предела, по Терцаги, повидимому, соответствует примерно тому максимальному количеству воды, которое может удерживаться тонким слоем грунта, не оседающего с течением времени под влиянием своего собственного веса. Мелкий песок и суглинок обнаруживают текучесть, но пластичности у них нет. Свойство текучести особенно резко выражено у так называемых текучих, или бродячих, пород, встречающихся в Северной Европе. Текучие породы часто являются причиной разрушения железнодорожных путей в Северной Швеции. Те же явления наблюдаются и в ледниковых областях.

Для определения **нижнего предела текучести** (верхнего предела пластичной консистенции) в фарфоровой чашке приготавливают каравай из грунта диаметром примерно 4 см и толщиной 1 см и разделяют бороздкой (при помощи ножа) на две половины, нижние края которых едва соприкасаются между собой. В фазе «нижний предел текучести» обе половины должны при повторном встряхивании слиться между собой по линии раздела на высоте до 1 мм. Физическое значение этого предела соответствует примерно тому наиболее плотному сложению песка, которое может быть ему придано простой утряской, без оказания на него статического давления.

ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ПОЧВ

Формы воды в почве. Всякая почва в природе всегда содержит в себе некоторое количество воды.

Исследования показывают, что *разные части этой воды обладают существенно различными свойствами, иначе говоря — в почве мы имеем различные формы воды.*

Таким образом, почва не является простым приемником для воды, а представляет собой мощный трансформатор, который существенно изменяет состояние и свойства различных частей воды.

Убедиться в наличии в почве различных форм воды можно с помощью ряда следующих простых опытов.

Опыт первый. Вода, связанная с почвой физически и химически. Если сырую почву нагреть до 100—110° (или поместить в эксикаторе над хлористым кальцием, фосфорным ангидридом и пр.), то

вода через некоторый период времени испарится. Такую почву, высушенную при $100\text{--}110^\circ$, условились называть абсолютно сухой почвой. Однако если почву нагревать выше 110° , то она вновь начнет терять в весе, будут выделяться новые порции воды и последняя из них выделится только при температуре красного каления, т. е. около 500° .

Из этого следует, что в почве имеют место две формы воды, из которых первая испаряется при 100° и называется водой «физически связанной». Вторая форма воды не испаряется при 100° и называется водой «химически связанной». Она представлена в основном водой кристаллизационной и водой гидратов.

Количество химически связанной воды иногда бывает значительным и достигает $5\text{--}7\%$ веса всей почвы. Вообще ее тем больше, чем сложнее минералогический состав почвы (глинные минералы, силикаты, алюмосиликаты и пр.), и тем меньше, чем этот состав проще (например, кварцевый песок). Для растений эта вода недоступна.

Вода, связанная физически, также неоднородна.

Опыт второй. Гигроскопическая вода. Если абсолютно сухую почву оставить на открытом воздухе, то она увеличится в весе за счет поглощения парообразной воды из окружающего воздуха. Количество поглощаемой воды определяется степенью влажности окружающего воздуха. Наибольший размер поглощения осуществляется в атмосфере, насыщенной парами воды.

Свойство почвы поглощать парообразную воду из атмосферы называется ее *гигроскопичностью*. Поглощенную таким образом воду называют гигроскопической водой, а то количество ее, которое поглощается в условиях атмосферы, насыщенной парами воды, называют *максимальной гигроскопической влажностью* (практически определяется высушиванием над $10\% \text{H}_2\text{SO}_4$ или над насыщенным раствором K_2SO_4 , т. е. при относительной влажности около 94%).

Явление гигроскопичности есть переход парообразной воды в капельно-жидкую форму, т. е. представляет собой случай конденсации воды. В настоящее время принимают, что гигроскопичность почвы определяется поверхностной энергией твердых почвенных частиц. Соответственно этому данный вид конденсации паров воды называют молекулярной конденсацией, а самую гигроскопическую воду представляют в виде пленки, облегающей каждую почвенную частицу. Некоторые исследователи предполагали, что при влажности ниже максимальной гигроскопической эта пленка не является сплошной, она как бы разорвана; при максимальной гигроскопичности она сплошная и представляет собой слой в одну молекулу воды. В настоящее время принимают, что гигроскопическая пленка составляет около 10 слоев молекул воды.

Величины максимальной гигроскопичности весьма различны для разных почв и колеблются от $1\text{--}2$ до $7\text{--}8\%$ и более от веса абсолютно сухой почвы. Зависит эта величина как от химиче-

ского состава почвы (прежде всего от соотношения минеральной и органической частей, от характера поглощенных катионов), так главным образом и от механического состава ее. Чем мельче механический состав почвы, тем больше общая поверхность всех частиц и максимальная гигроскопичность. Поэтому наибольшие величины последней свойственны глинам и сильногумусным почвам, а наименьшие — пескам.

Свойства гигроскопической воды существенно отличаются от свойств обычной воды. Так, температура замерзания ее опускается значительно ниже 0° и последние порции ее не замерзают даже при -78° . Это своеобразие объясняется громадным молекулярным давлением, под которым находится гигроскопическая вода и которое измеряется величинами порядка 10 000—25 000 атм. В связи с этим плотность гигроскопической воды больше единицы и некоторыми исследователями определяется величиной 2,4. Благодаря этим свойствам гигроскопическая вода совершенно не усваивается корнями растений и часто называется «мертвым запасом».

Величину, соответствующую двойной максимальной гигроскопичности (на незасоленных почвах), в практике часто принимают как низший предел влажности почвы, при котором растение начинает страдать от недостатка воды.

Фагелер считает, что гигроскопическая вода есть вода гидратации корпускул. Гидратация есть окружение всякой частицы, обладающей электростатическим потенциалом, дисолями воды, как мантисей. Степень гидратации есть функция радиуса иона и качественно выражается лиотропным рядом $\text{Li}^+ > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++}$. Соответственно этому П. Фагелер определяет гигроскопическую воду (H_y) в процентах к сухому весу, как $H_y = 0,48 \Sigma K$, где K есть корпускулярная концентрация, равная емкости поглощения T (в м.-экв.) при насыщении одновалентным катионом; при наличии двухвалентных катионов K будет равно $T^{-1/2}$ содержания этих катионов (в м.-экв.); при наличии трехвалентных $T^{-2/3}$ их содержания и т. д.

Некоторые исследователи (например, В. А. Кин, М. В. Чапек и др.) считают, что гигроскопическая вода неоднородна в своей массе и может заключать в себе осмотическую, адсорбированную, капиллярно-конденсированную и другие формы воды. Все эти разногласия обязывают считаться с известной условностью понятия о гигроскопической воде, однако все эти дополнительные представления еще не получили достаточной физической ясности и практического значения.

Опыт третий. Максимальная молекулярная и свободная вода. Почва вообще может удерживать в себе количества воды, значительно большие, чем ее максимальная гигроскопичность. Оказывается, что та вода, которая находится в почве сверх максимальной гигроскопичности, также неоднородна по своим физическим свойствам, что устанавливается следующим опытом.

Возьмем высокую трубку, например в 2 м, и наполним ее однородным грунтом, например песком. Затем будем сверху фильтровать через колонну воду до тех пор, пока весь воздух из пор не будет вытеснен водой. После этого подачу воды в колонну прекратим. Мы заметим, что некоторое время вода из колонны будет продолжать стекать, а затем сток прекратится. Этот момент

означает, что в колонне установилось равновесное распределение воды. Если мы определим теперь послойно влажность песка, то получим следующий ряд данных (табл. 14, А. Ф. Лебедев).

Т а б л и ц а 14

**Влажность различных слоев песка в колонне
после увлажнения**

Расстояние от нижнего кон- ца трубки (в см)	Влажность песка (в %)	Расстояние от нижнего конца трубки (в см)	Влажность песка (в %)
200	2,41	100	2,71
190	2,39	90	2,64
180	2,40	80	2,74
170	2,38	70	2,75
160	2,54	60	3,01
150	2,48	50	6,55
140	2,41	40	11,70
130	2,43	30	15,30
120	2,80	20	18,01
110	2,65	10	18,25
		0,1	19,45

В нижних слоях колонны, до 20 см, влажность песка лежит около 18%; затем в интервале от 20 до 60 см влажность быстро падает до 3%, а затем влажность измеряется однообразной величиной 2,65—2,38% и, наконец, в самом верху опять несколько повышается до 2,41%.

Это повышение влажности на верхней плоскости раздела почва — воздух особенно ярко выступает всегда в колоннах не грубого песчаного состава, а в более тонких, суглинистых, как это видно, например, из таблицы 15 (А. Ф. Лебедев).

Т а б л и ц а 15

**Влажность суглинистой почвы (в процентах) у поверхности
и на глубине 10 см**

Влажность	Высота лессовой колонны (в см)				
	20	50	100	200	300
У поверхности	35,82	32,35	30,27	28,36	26,50
На 10 см ниже поверхности	29,72	27,44	25,41	24,00	21,41

Общая схема этого типа распределения влажности показана на рисунке 12, где по ординате отложены высоты колонны, а по абсциссе весовой процент влажности.

График складывается из четырех отрезков: 1) нижняя зона равномерной высокой влажности; 2) вторая зона уменьшающейся влаж-

ности; 3) третья зона равномерной низкой влажности и 4) верхняя зона повышенной влажности.

Исследования показывают, что для однородных почвенных толщ такой график (в момент равновесия) совершенно закономерен и выдерживается при различных условиях. Он называется графиком «предельной влагоемкости» почвы. Данный тип распределения влажности соответствует тому, который наблюдается в естественных условиях в однородных почвенных профилях над уровнем грунтовой воды.

Если мы удлиним опытную колонну, то тип графика и величины влажностей по зонам останутся неизменными и только третья зона равномерной низкой влажности станет длиннее (на рис. 12 обозначено пунктиром).

Рассмотрение состояния воды показывает следующее: в третьей зоне низкая влажность, каждая частичка почвы оказывается окруженной пленкой воды, по своей толщине превышающей толщину гигроскопической пленки в 2—6 раз. В уголках, возникающих при соприкосновении частиц почвы между собой, кроме того, имеется дополнительный объем воды, ограниченный водным мениском. Это две разные формы воды. Пленка, окружающая почвенную частицу сверх ее максимальной гигроскопичности, называется *максимальной молекулярной, или пленочной, водой*.

Она удерживается молекулярными силами поверхности почвенных частиц, меньшими, чем удерживающие гигроскопическую воду, но все же настолько значительными, что эта вода практически не стекает под влиянием силы тяжести, по крайней мере, в пределах 2—3 м высоты почвенных колонн; плотность ее больше единицы и температура замерзания ниже $1,5^{\circ}$. Пленочная вода усваивается растительностью с большим трудом, и когда в почве находится только эта форма воды, растения обычно увядают. Поэтому количество воды в почве, соответствующее ее максимальной молекулярной влажности, принято называть коэффициентом завядания *.

* Величина коэффициента завядания несколько меньше максимальной молекулярной влажности и составляет примерно от 1,3 до 1,5 максимальной гигроскопичности почвы. — *Ред.*

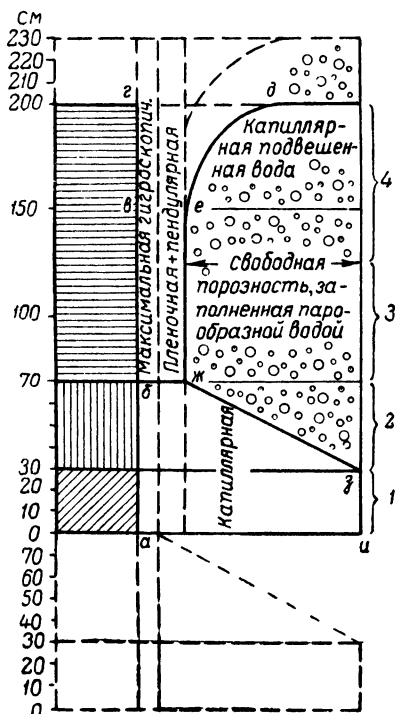


Рис. 12. Распределение форм воды в почвенной колонне.

Величины максимальной молекулярной влажности почв сильно варьируют в зависимости от механического состава. Для песков они лежат около 1,5% весовой влажности, для суглинков около 15—17 и для глин могут подниматься до 30%.

Все количество воды, содержащееся в почве сверх максимальной молекулярной влажности, находится уже вне сферы действия молекулярных сил поверхности почвенных частиц, и потому мы называем эту воду «свободной» (А. В. Трофимов).

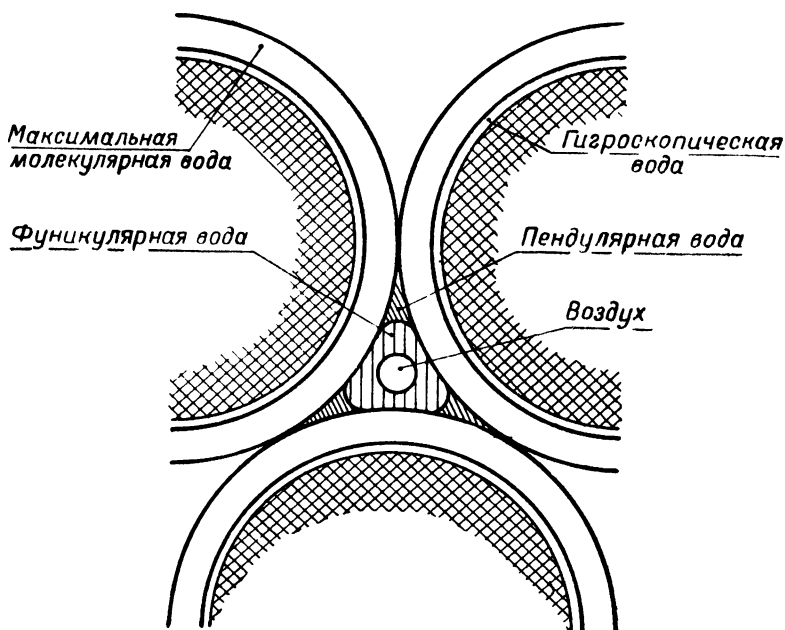


Рис. 13. Формы воды в почве.

Свободная вода обладает всеми свойствами обыкновенной воды и потому полностью может быть использована растениями при соответствующих условиях.

Во всех частях почвенной колонны свободная вода удерживается силой менисков. В сложной сети почвенных пор характер этих менисков и их взаимосвязь между собой крайне разнообразны, в силу чего и динамическое поведение отдельных частей свободной воды также различно. С этой точки зрения все количество свободной воды в почве целесообразно разделять на три части: *пендулярную*, *фуникулярную* и *капиллярную*.

Когда свободная вода занимает только уголки пор в местах соприкосновения почвенных частиц (рис. 13), причем мениски этих уголков между собой не соприкасаются, ее называют *пендулярной*, или *угловой*, *водой* (Верлюи).

Поскольку отдельные уголки между собой не связаны свободной водой, постольку уголковая вода оказывается практически неподвижной, не стекающей под влиянием силы тяжести. В такой форме свободная вода присуща главным образом третьей зоне низкой влажности рассматриваемой нами колонны.

Когда количество воды в уголках увеличивается настолько, что они сливаются между собой, но в центре поры еще остается пузырек воздуха (рис. 13), такое состояние свободной воды называется *фуникулярным* (Верлюи). В этом состоянии вся масса воды связана между собой, она приобретает способность передвигаться под влиянием силы тяжести или внешнего давления, но в силу наличия пузырьков воздуха возникает четочный капилляр (цепь Жамена), в котором требуется очень большое давление, чтобы сдвинуть эту цепь капель. Потребная величина давления увеличивается во много раз при четочном характере капилляра (рис. 14).

При заполнении водой всего объема пор состояние свободной воды называется *капиллярным*; капиллярная вода передвигается при всяком давлении, превышающем нормальное. В данном случае имеются в виду капилляры, диаметр которых больше двойной толщины максимальной молекулярной пленки. Если принять максимальную толщину слоя связанной воды в 1000 ангстрем, то капилляр должен обладать диаметром большим 2000 ангстрем, т. е. 0,0002 мм. В ультракапиллярах меньшего диаметра, очевидно, свободной воды нет.

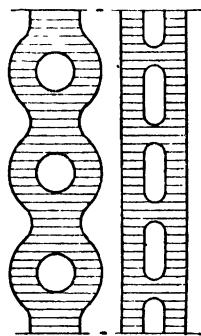


Рис. 14. Четочные капилляры.

В рассматриваемой колонне две нижние зоны повышенной влажности являются областью преимущественно капиллярного заполнения пор водой.

Различие во влажности первой и второй зон объясняется тем, что поры почвы очень неоднородны по своему диаметру, поэтому нижнюю зону нужно представлять себе как зону заполнения водой и крупных и мелких капилляров; зону же, расположенную выше, как заполненную только в части все более и более мелких капилляров (рис. 12). Следовательно, верхняя граница второй зоны является пределом капиллярного поднятия воды данным грунтом. Четвертая (верхняя) зона повышенной влажности является, повидимому, преимущественно фуникулярной, удерживаемой менисками, возникающими на плоскости раздела почва — воздух.

Если вся свободная вода в почве по своим физическим свойствам может быть использована растениями, то фактическая ее доступность определяется, кроме того, скоростью ее подтекания к сосущим частям корней, к корневым волоскам,

По исследованиям Диттмера, корневая система ржи, выращенной в теплице в ящике объемом 50 л, характеризуется следующими показателями:

суммарная длина корней и корневых волосков	11,251 км
число корневых волосков	14 335 568 288 шт.
суммарная поверхность	638 м ²

на 1 см³ почвы:

длина корней	225 м
число корневых волосков	287 000 шт.
поверхность	127 см ²

Сопоставив последние величины с характеристикой 1 см³ условной почвы, состоящей из зерен в 0,01 мм, получим следующее:

1) число частиц почвы 1 000 000 000 шт., следовательно один корневой волосок приходится на 3 490 шт. почвенных частиц;

2) суммарная поверхность почвенных частиц 6000 см², следовательно поверхность корневых волосков меньше поверхности почвы в 47 раз.

В полевых условиях на корневые системы приходится значительно большие объемы почвы, и, следовательно, приведенные выше соотношения для полевых условий будут еще менее благоприятными. Отсюда ясно, что преобладающая часть свободной почвенной воды может быть фактически использована растением лишь в меру скорости ее подтекания к зонам иссушения около корневых волосков.

Ф. Секера считает нормальной скоростью подачи воды в почве 0,1—0,06 г на 1 см² в час и что в природе растение использует только 75% запаса доступной ему воды. Из этого следует, что пендулярная вода, находясь в уголках в неподвижном состоянии, менее доступна для усвоения растениями, чем вода фуникулярная и капиллярная.

Резюмируя все изложенное, мы можем, следовательно, принять наличие в почве следующих форм воды:

I. Химически связанная вода.

II. Физически удерживаемая вода, подразделяемая на следующие виды:

1. Вода, связанная молекулярными силами притяжения почвенных частиц
 - а) Гигроскопическая, в высшем пределе максимальная гигроскопическая
 - б) Пленочная, в высшем пределе максимальная молекулярная
2. Вода свободная, удерживаемая силой менисков
 - а) Пендулярная, или уголковая, неподвижная
 - б) Фуникулярная и капиллярная, могущая передвигаться
3. Вода парообразная, находящаяся во всех порах почвы, неполностью заполненных капельно-жидкой водой *

Формы движения воды в почве. Передвижение воды в почве осуществляется в следующих формах:

* После дождей, весеннего снеготаяния, а также поливов, в почве может находиться, кроме указанных форм, гравитационная вода. — *Ред.*

1. Движение воды в форме пара

2. Движение воды капельно-жидкой

- а) Движение под влиянием молекулярных сил поверхностного притяжения почвенных частиц — *пленочное*
- б) Движение под влиянием силы тяжести — *гравитационное*
- в) Движение под влиянием сил менисков — *капиллярное*

Движение воды в форме пара. При всякой влажности почвы часть воды переходит в форму пара, который и заполняет свободные поры почвы. Если под влиянием каких-либо причин парообразная вода из данных пор будет удалена, например передвинется в другую зону почвы или уйдет в атмосферу, то в парообразное состояние перейдет новая порция капельно-жидкой воды. Таким образом, в процесс передвижения парообразной воды фактически вовлекается все количество воды, находящейся в почве.

Основным условием возможности движения пара из одной области в другую вообще является наличие *разности давлений, или разности упругости, паров в этих двух областях* *. Эта разность давлений вообще определяется следующими условиями: а) разной степенью насыщения атмосферы парами воды. При одинаковой температуре давление пара прямо пропорционально степени насыщения и, следовательно, движение будет осуществляться из области большого насыщения в область насыщения меньшего; б) разной температурой пара. В случае одинаковой степени насыщения давление прямо пропорционально температуре и, следовательно, движение будет осуществляться из области большей температуры в область температуры меньшей. Соответственно этому возможность движения парообразной воды в толще почвы определяется упругостью паров в разных ее горизонтах, или слоях.

Вообще говоря, величина упругости водяных паров в почве зависит от многих условий: степени влажности почвы, кривизны менисков воды, концентрации солей в почвенном растворе, химического состава почвенной массы и т. д. Ниже мы рассмотрим только зависимость упругости пара от влажности и температуры почвы.

Впервые А. Ф. Лебедев установил основные закономерности состояния пара в почвенном воздухе, заключающиеся в следующем:

а) для всех почв при влажности их выше максимальной гигроскопичности относительная влажность воздуха всегда равна

* Подробно с современными взглядами на явления переноса влаги в коллоидно-капиллярно-пористых телах, каким является почва, можно ознакомиться по книге А. В. Лыкова «Явления переноса в капиллярно-пористых телах», М., 1954. — *Ред.*

По исследованиям Диттмера, корневая система ржи, выращенной в теплице в ящике объемом 50 л, характеризуется следующими показателями:

суммарная длина корней и корневых волосков	11,251 км
число корневых волосков	14 335 568 288 шт.
суммарная поверхность	638 м ²

на 1 см³ почвы:

длина корней	225 м
число корневых волосков	287 000 шт.
поверхность	127 см ²

Сопоставив последние величины с характеристикой 1 см³ условной почвы, состоящей из зерен в 0,01 мм, получим следующее:

1) число частиц почвы 1 000 000 000 шт., следовательно один корневой волосок приходится на 3 490 шт. почвенных частиц;

2) суммарная поверхность почвенных частиц 6000 см², следовательно поверхность корневых волосков меньше поверхности почвы в 47 раз.

В полевых условиях на корневые системы приходится значительно большие объемы почвы, и, следовательно, приведенные выше соотношения для полевых условий будут еще менее благоприятными. Отсюда ясно, что преобладающая часть свободной почвенной воды может быть фактически использована растением лишь в меру скорости ее подтекания к зонам иссушения около корневых волосков.

Ф. Секера считает нормальной скоростью подачи воды в почве 0,1—0,06 г на 1 см² в час и что в природе растение использует только 75% запаса доступной ему воды. Из этого следует, что пендулярная вода, находясь в уголках в неподвижном состоянии, менее доступна для усвоения растениями, чем вода фуникулярная и капиллярная.

Резюмируя все изложенное, мы можем, следовательно, принять наличие в почве следующих форм воды:

I. Химически связанная вода.

II. Физически удерживаемая вода, подразделяемая на следующие виды:

1. Вода, связанная молекулярными силами притяжения почвенных частиц
 - а) Гигроскопическая, в высшем пределе максимальная гигроскопическая
 - б) Пленочная, в высшем пределе максимальная молекулярная
2. Вода свободная, удерживаемая силой менисков
 - а) Пендулярная, или уголковая, неподвижная
 - б) Фуникулярная и капиллярная, могущая передвигаться
3. Вода парообразная, находящаяся во всех порах почвы, неполностью заполненных капельно-жидкой водой *

Формы движения воды в почве. Передвижение воды в почве осуществляется в следующих формах:

* После дождей, весеннего снеготаяния, а также поливов, в почве может находиться, кроме указанных форм, гравитационная вода. — *Ред.*

1. Движение воды в форме пара

2. Движение воды капельно-жидкой

- а) Движение под влиянием молекулярных сил поверхностного притяжения почвенных частиц — *пленочное*
- б) Движение под влиянием силы тяжести — *гравитационное*
- в) Движение под влиянием сил менисков — *капиллярное*

Движение воды в форме пара. При всякой влажности почвы часть воды переходит в форму пара, который и заполняет свободные поры почвы. Если под влиянием каких-либо причин парообразная вода из данных пор будет удалена, например передвинется в другую зону почвы или уйдет в атмосферу, то в парообразное состояние перейдет новая порция капельно-жидкой воды. Таким образом, в процесс передвижения парообразной воды фактически вовлекается все количество воды, находящейся в почве.

Основным условием возможности движения пара из одной области в другую вообще является наличие *разности давлений, или разности упругости, паров в этих двух областях* *. Эта разность давлений вообще определяется следующими условиями: а) разной степенью насыщения атмосферы парами воды. При одинаковой температуре давление пара прямо пропорционально степени насыщения и, следовательно, движение будет осуществляться из области большого насыщения в область насыщения меньшего; б) разной температурой пара. В случае одинаковой степени насыщения давление прямо пропорционально температуре и, следовательно, движение будет осуществляться из области большей температуры в область температуры меньшей. Соответственно этому возможность движения парообразной воды в толще почвы определяется упругостью паров в разных ее горизонтах, или слоях.

Вообще говоря, величина упругости водяных паров в почве зависит от многих условий: степени влажности почвы, кривизны менисков воды, концентрации солей в почвенном растворе, химического состава почвенной массы и т. д. Ниже мы рассмотрим только зависимость упругости пара от влажности и температуры почвы.

Впервые А. Ф. Лебедев установил основные закономерности состояния пара в почвенном воздухе, заключающиеся в следующем:

а) для всех почв при влажности их выше максимальной гигроскопичности относительная влажность воздуха всегда равна

* Подробно с современными взглядами на явления переноса влаги в коллоидно-капиллярно-пористых телах, каким является почва, можно ознакомиться по книге А. В. Лыкова «Явления переноса в капиллярно-пористых телах», М., 1954. — *Ред.*

100% и, следовательно, упругость водяного пара в почвенном воздухе определяется только температурой.

Первая закономерность иллюстрируется следующими данными (табл. 16).

Т а б л и ц а 16

Относительная влажность почвенного воздуха при различной влажности почвы (в процентах)

Суглинистый лесс, максимальная гигроскопичность 7,92 %		Песок, максимальная гигроскопичность 0,32 %	
влажность почвы	относительная влажность почвенного воздуха	влажность песка	относительная влажность почвенного воздуха
16,21	100	4,02	100
12,97	100	1,89	100
9,44	100	1,21	100
8,22	100	0,52	100
7,80	96	0,25	62
6,54	75		

Из таблицы видно, что относительная влажность почвенного воздуха действительно определяется не абсолютной влажностью почвы, а величиной максимальной гигроскопичности, присущей каждой данной почве.

Вторая закономерность подтверждается следующими двумя опытами А. Ф. Лебедева.

Опыт первый. Температура одинаковая, 24,3°, влажность почвы разная

Влажность почвы (в %)	4,63	2,83	2,14	1,53	0,82
Относительная влажность воздуха (в %)	96	84	66	44	20

Опыт второй. Влажность почвы одинаковая, 2,43%, температура разная

Температура (в град)	10	21	45	60
Относительная влажность воздуха (в %)	39	41	51	57

Из этих опытов видно, что при влажности почвы ниже ее максимальной гигроскопичности, относительная влажность воздуха при одинаковой температуре уменьшается с уменьшением влажности почвы, а при одинаковой исходной влажности почвы повышается с повышением температуры.

Таким образом, для этих степеней влажности почвы мы можем определить упругость пара, зная только два фактора, а именно — температуру и влажность почвы.

Охарактеризованные закономерности состояния пара в почвенном воздухе, установленные А. Ф. Лебедевым, получили подтверждение в позд-

нейших иностранных исследованиях (Томас и др.). П. Фегелер считает возможным с достаточной практической точностью вычислять относительную упругость пара p по формуле:

$$\lg p = 2 - \frac{0,52 \left(\frac{\Sigma K}{W} \right)^3}{dT},$$

где ΣK — насыщенность комплекса катионами;

W — влажность почвы;

d — плотность воды;

T — абсолютная температура.

Зная названные закономерности состояния относительной влажности воздуха почвы, мы можем для каждого частного случая решить вопрос о том, возможно ли здесь вообще передвижение парообразной влаги и в каком направлении.

Разберем основные типичные случаи, имея в виду, что при этом мы должны считаться не со всеми формами воды в почве, которые установлены выше, а лишь с двумя из них, а именно — с максимальной гигроскопической и затем со всей суммой воды выше этого предела.

Движение пара внутри почвы имеет три следующих типичных случая: 1) передвижение в пределах гигроскопической влажности почвы; 2) передвижение при влажностях почвы, более высоких, чем максимальная гигроскопическая, и 3) передвижение между слоями с двумя предыдущими степенями влажности.

Для первого случая (влажность гигроскопическая) могут наблюдаться два следующих варианта отношений.

Вариант а: соприкасаются два слоя почвы одинаковой влажности, при разной их температуре. Очевидно, упругость пара будет определяться здесь только температурой и парообразная вода будет передвигаться из слоя с более высокой температурой к слою с температурой более низкой. Так как избыток пара в этой новой области существовать не может, то он будет конденсироваться на поверхности частиц, и таким образом более холодный слой почвы будет увлажняться, а более теплый — иссушаться.

Вариант б: соприкасаются два слоя почвы, имеющие разные влажности при одинаковой температуре. Здесь упругость пара определяется только влажностью; следовательно, передвижение его будет осуществляться из слоя более влажного в слой более сухой, — влажности двух слоев будут выравниваться.

Во втором случае, т. е. при влажностях выше максимальной гигроскопической, могут иметь место те же два варианта отношений, но с иным эффектом.

Вариант а: соприкасаются два слоя почвы с разными влажностями при одинаковой температуре. Как мы знаем, относительная влажность воздуха в этих условиях будет для обоих слоев равна 100%, а упругость пара определяется тогда только температурой. Так как в нашем случае температура одинакова, то, следовательно, упругость пара будет также одинаковой и, очевидно, передвижения парообразной воды между слоями, несмотря на разность влажностей, не будет.

Вариант б: соприкасаются два слоя разных влажностей при разных температурах. Так как относительная влажность воздуха опять в обоих слоях равна 100%, то очевидно, что передвижение будет идти от более теплого слоя к холодному. При этом если температура будет выше в более сухом слое, то передвижение пара будет идти из относительно сухого слоя в более влажный. При обратном соотношении температур и направление движения будет обратным.

В случае третьем — при соприкосновении двух слоев почвы, из которых один увлажнен выше максимальной гигроскопичности, а другой ниже ее, влияние температуры сказывается следующим образом.

Вариант а: температуры слоёв одинаковы. При этом условии относительная влажность воздуха сырого слоя равна 100%, а слоя сухого ниже 100%. Следовательно, упругость пара первого выше, чем второго, и передвижение будет осуществляться из влажного слоя в сухой.

Вариант б: температуры слоев различны. В этом случае предусмотреть характер процесса невозможно. В самом деле, хотя относительная влажность воздуха сухого слоя почвы и ниже 100%, тем не менее температура его может быть настолько выше температуры влажного слоя, что упругость пара их станет одинаковой и движения, следовательно, не будет. В случае еще большего повышения температуры сухого слоя передвижение пара будет происходить из сухого слоя во влажный, при более же низкой температуре, наоборот, пар будет передвигаться из влажного слоя в сухой. Следовательно, в этом случае установить характер явления возможно только на основании прямого измерения двух элементов — температуры и относительной влажности воздуха в каждом слое почвы.

Итак, *движение воды в форме пара* может осуществляться при всех степенях влажности почвы, и в этом смысле оно является наиболее универсальной, наиболее общей формой передвижения воды. При этом вода, лежащая в пределах максимальной гигроскопичности почв, может передвигаться, повидимому, только в парообразной форме.

Вода в парообразной форме, передвинувшись из одной области почвы в другую, переходит здесь в свою капельно-жидкую форму, т. е. конденсируется. Эта форма конденсации является конденсацией термической, в отличие от ранее рассмотренной конденсации молекулярной (гигроскопической).

Циркуляция пара в толще почвы, а также обмен парообразной водой между почвой и атмосферой имеет крупное значение в водном балансе почвы.

А. Ф. Лебедев в 1912—1913 гг. экспериментально установил явление конденсации парообразной воды атмосферы в верхних горизонтах почвы. При благоприятных условиях размер этой конденсации достигает 0,3—0,5 мм (Одесса) и даже 2,6 мм (бассейн р. Волхова) влаги в сутки. Для условий Одессы число случаев возможной конденсации за год достигает 200 и, следовательно, суммарное количество конденсационной воды за год составляет 60—100 мм. По отношению к 400 мм всех осадков для Одессы это количество конденсационной воды должно быть признано очень значительным.

Еще в 1887 г. О. Фольгер разработал теорию образования грунтовых вод за счет конденсации в почве парообразной воды атмосферы. Эта теория не получила признания ввиду недоказанности в то время самих процессов конденсации и неувязанности ее с тепловым балансом почвы. В настоящее время нет оснований отрицать возможность известного участия конденсационных процессов в образовании грунтовых вод, поскольку наличие самих процессов доказано, а проблема теплового баланса может быть решена как более точными его расчетами, так и в плоскости внутренних теплооборотов почвенных толщ.

Режим влажности отдельных горизонтов почвенной толщи в серьезной степени зависит от циркуляции парообразной воды. Так, можно считать доказанным, что в северных областях в течение зимнего сезона верхние горизонты почв обогащаются конденсационной водой, поднимающейся в виде пара из более теплых нижних горизонтов и из грунтовой воды. Поэтому дренажный сток оказывается часто большим, чем можно ожидать при учете только атмосферных осадков. В южных областях также есть условия для питания верхних горизонтов почвы парообразной водой, поднимающейся снизу. Это видно из рисунка 15. Заштрихованная часть чертежа показывает, что в течение 5 месяцев упругость пара на глубине 1 м от поверхности больше, чем упругость на глубине

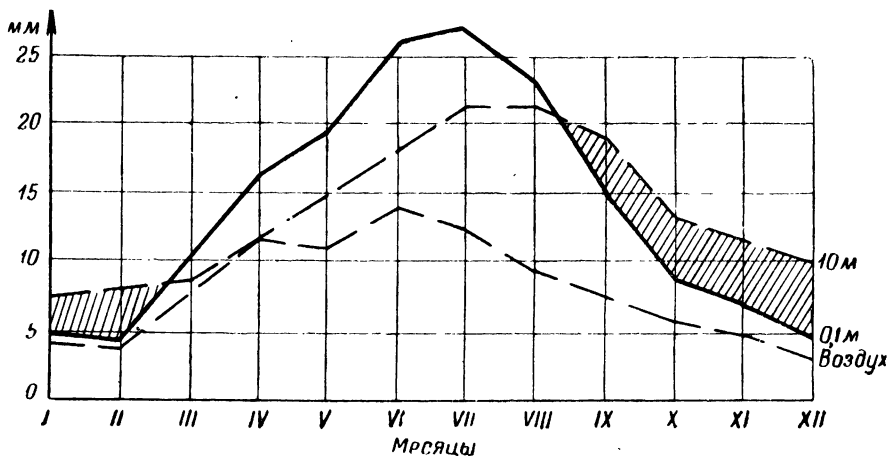


Рис. 15. Соотношение давлений паров воды в воздухе и в почве на различных глубинах (Голодная степь, 1908 г.).

0,1 м, и, следовательно, пар должен сюда поступать. Экспериментально это проверено на Мургабе (А. Т. Морозов).

Такой тип накопления конденсационной воды в верхних горизонтах засоленных почв может иметь существенное значение для их выщелачивания; при достижении верхним горизонтом почвы влажности, превышающей его предельную влагоемкость, конденсационная вода будет стекать вниз и промывать соли, не поднимая уровня грунтовых вод. Характер явления иллюстрируется результатом следующего лабораторного опыта (Л. П. Розов, рис. 16): в трубке с глинистым песком, насыщенным до предельной влагоемкости раствором хлористого кальция, поддерживался температурный градиент в 1 и 15° (разница давлений пара соответственно 2 и 17 мм). Через две недели соль оказалась вымытой в первом случае из слоя 10 см и во втором случае более 20 см.

Потери парообразной воды из почвы в атмосферу вообще очень значительны. Влажная почва может терять на испарение больше,

чем открытая водная поверхность. Значение этих потерь различно. В северных заболоченных почвах эти потери оцениваются чаще всего как положительное явление, так как оно вызывает понижение уровня грунтовых вод и создает лучшие условия для развития растений.

В южных орошаемых районах потери воды из почвы на испарение практически всегда вредны: во-первых, они означают непроизводительную потерю оросительной воды (после полива до 80 м^3 в сутки, а за вегетационный период, например под хлопчатником, до 40—45% оросительной нормы); во-вторых, испарение

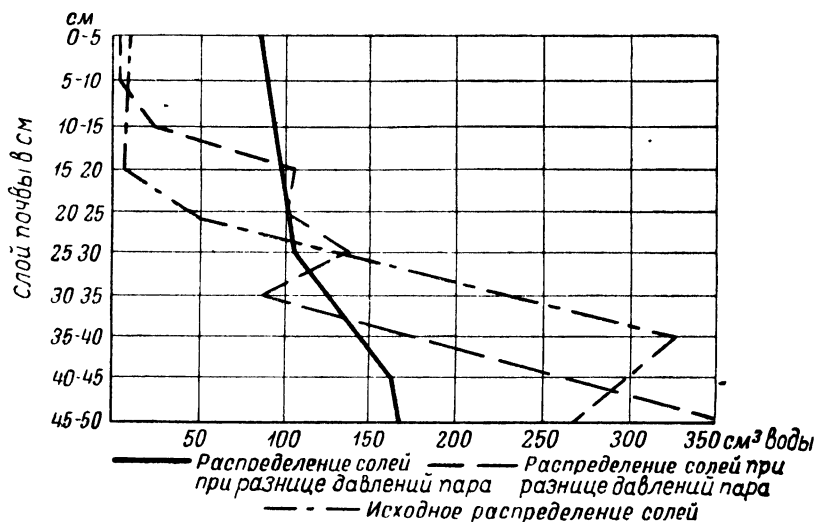


Рис. 16. Выщелачивание солей конденсированной водой.

с поверхности почвы в условиях близких грунтовых вод означает подтягивание солевых растворов и засоление корнеобитаемых горизонтов почвы.

В условиях орошения предупреждение потерь на испарение и борьба с ними являются одними из важнейших задач хозяйства. Основными мероприятиями здесь являются: 1) создание хорошей структуры почвы; 2) постоянное содержание поверхности почвы в рыхлом и чистом от сорняков состоянии; 3) возможно длительное содержание поля под культурой, особенно сплошной (травы, хлеба, пожнивные культуры и пр.); 4) покрытие поверхности поля рыхлым материалом (мульчирование). Исследовательские учреждения успешно испытывают также покрытие почвы (песков) масляной или битумной пленкой.

Движение воды под влиянием молекулярных сил — пленочное. Как было указано, молекулярная, или пленочная, вода не способна передвигаться под влиянием силы тяжести. В настоящее время можно считать уста-

новленным, что пленочная вода передвигается в капельно-жидком виде лишь под влиянием молекулярных сил поверхности почвенных частиц. Механизм этого передвижения представляется в виде следующей схемы (рис. 17). Если соприкасаются между собой две одинаковые частицы почвы *A* и *B*, из которых одна облечена пленкой воды более толстой, чем другая (эти слои показаны на чертеже пунктиром), то частица воды *C*, располагающаяся на стыке двух пленок, будет находиться под влиянием меньшей силы *a* и большей *b* (сила притяжения обратно пропорциональна расстоянию от центра частицы почвы). При этих условиях частица воды не может находиться в равновесии и будет передвигаться в сторону действия большей силы, т. е. смещаться на тонкую пленку. Такое передвижение воды должно продолжаться до тех пор, пока толщина пленок на обеих почвенных частицах не станет одинаковой.

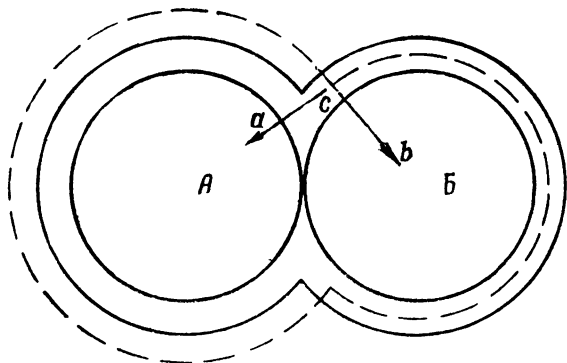


Рис. 17. Схема передвижения пленочной воды.

Из этой схемы видно, что сама возможность движения воды определяется разницей в толщине водяных пленок, а направление движения всегда от более толстой пленки к тонкой, независимо от того, расположена ли последняя сверху, внизу или сбоку по отношению к первой.

Таким образом, направление пленочного движения не зависит от направления силы тяжести и может осуществляться в любую сторону.

Из описанной схемы передвижения пленочной воды следует важный практический вывод, что обычное представление о движении в почвах воды от слоя более влажного к слою более сухому не всегда верно.

Поясним сказанное примером. Положим, в почве соприкасаются два горизонта, из которых один песчаный, а другой глинистый; пусть влажность песчаного горизонта равна 8% по весу и соответствует максимальной молекулярной влажности данного песка, т. е. пленки, окружающие каждую частицу, будут иметь максимальную толщину; в глинистом горизонте влажность пусть будет равна 12% по весу, но она меньше максимальной молекулярной влажности, т. е. пленки по толщине здесь меньше предельно максимальных. Очевидно, что на границе соприкосновения взятых слоев почвы выравнивание толщины пленок, т. е. движение воды, будет идти от песка к глине, или от слоя «сухого» (в весовом выражении) к слою более «влажному».

Этим подчеркивается важность знания, с динамической точки зрения, не только весовых процентов влажности, но одновременно и формы состояния этой воды в почве.

Второй характерной чертой пленочного движения является то, что оно не ограничено по своей протяженности, если существует градиент силы в форме разницы толщины пленки.

Представим себе, например, естественный разрез почвы, в основании которого лежит грунтовая вода. В этом случае нижний слой почвы будет обладать неисчерпаемым запасом капиллярной воды. Верхнюю часть разреза представим себе как сухую. Тогда очевидно, что на плоскости раздела этих двух слоев, мокрого и сухого, возникает резкий градиент молекулярных сил поверхностного притяжения, в силу которого вода в виде пленок переползет из влажного слоя в пограничную зону слоя сухого. Тогда градиент напряжений, очевидно, передвинется на новую плоскость раздела, более высоко расположенную по отношению к влажному слою. С этой второй плоскости раздела водяная пленка должна будет переместиться на третью плоскость, затем на четвертую и т. д., пока на всем протяжении сухой части разреза не будет достигнуто полное насыщение молекулярных сил притяжения поверхности почвенных частиц, т. е. пока водяная пленка везде не достигнет одинаковой толщины. Таким образом, можно предположить, что любая толща почвы выше зоны капиллярного поднятия грунтовой воды, вплоть до поверхности, должна будет увлажниться до степени максимальной молекулярной влажности.

Наблюдения в природе подтверждают указанное предположение. Прямые определения влажности почвы наших южных районов, где грунтовые воды залегают на глубине 3—4 м, показывают, что средняя зона этих почв, между нижней капиллярной (2—3 м) и верхней (1,5—2 м), обладает в течение всего года одинаковой влажностью, отвечающей по величине примерно максимальной молекулярной влажности. Это так называемый «мертвый горизонт», в смысле именно неизменности состояния его влажности. В верхних горизонтах колебания влажности очень существенны, но они обуславливаются испарением и выпадающими осадками.

Необходимо учитывать, что в пленочной воде соли растворимы и, следовательно, эта форма движения воды может являться существенным фактором перераспределения солей по почвенному профилю.

Третьей характерной чертой пленочного движения воды является то, что оно осуществляется весьма медленно.

Так, в опыте А. Ф. Лебедева при соприкосновении в течение 20 суток двух слоев почвы разных влажностей и при толщине каждого слоя в 5 см еще не наступило полного выравнивания влажностей.

Следует считать, что в тех случаях, когда учету подлежит эффект действия длительных периодов времени, роль пленочного движения может оказаться значительной, и, наоборот, при анализе явлений кратковременных значение пленочного движения снижается.

Гравитационное движение воды. Движение воды через толщу почвы по ее порам вниз, под влиянием силы тяжести, называется гравитационным движением.

В гравитационном движении участвует не вся вода, могущая поместиться в порах почвы, а лишь *часть свободной формы воды*. Так, если на колонну абсолютно сухой почвы любой мощности дать сверху объем воды M , превышающий суммарный объем пор этой колонны, то очевидно, что эта вода смочит всю массу почвы и даст некоторый сток Q . Объем этого стока будет всегда меньше объема M , так как колонна задержит в своих горизонтах часть

воды, а именно — всю воду связанную, воду пендулярную и часть воды фуникулярной и капиллярной (рис. 12, стр. 59). Все эти части данного объема воды гравитационно не передвигаются, и, следовательно, объем гравитационно движущейся воды (или что то же — сток Q) для каждой заданной колонны почвы или ее отдельного слоя определяется выражением $Q = M - \Pi$, где Π — величина предельной влагоемкости данной колонны или ее отдельного слоя. Если данный объем воды M поступает в почву не абсолютно сухую, а обладающую некоторой влажностью m , то объем гравитационно движущейся воды (или величина стока) определится выражением:

$$Q = M + m - \Pi.$$

Отсюда следует, что гравитационное движение воды в почве осуществляется не при всякой ее влажности, а только при влажности, превышающей ее предельную влагоемкость.

Существенной характеристикой гравитационного движения является неравномерность скоростей движущейся массы воды по поперечному сечению почвенных пор: эти скорости являются наибольшими по центральной оси пор и уменьшаются по направлению к поверхности почвенных частиц. Для движения в цилиндрическом капилляре Пуазейль и Стокс установили, что средняя скорость в нем равняется 0,5 скорости по центральной оси ($v_{\text{ср}} = 0,5 v_{\text{центр.}}$). Для почвенных масс эта закономерность не проверялась, но следует считать, что качественно она и здесь имеет тот же характер.

Указанный тип явления приходится учитывать при оценке эффективности выщелачивания из почвы солевых растворов гравитационным током воды.

В гравитационном движении воды через толщу почвы необходимо различать две взаимосвязанные формы его, а именно: впитывание, когда фронт движущейся воды только еще заполняет свободные поры почвы, и фильтрацию, когда вода движется по уже заполненным порам.

Впитывание осуществляется под действием двух сил, действующих в одном и том же направлении — вниз: гравитационного давления и сил менисков, возникающих на фронте соприкосновения движущейся воды с сухой почвой. По мере проникновения воды в толщу почвы скорость впитывания последовательно уменьшается. Для почв однородного профиля и более или менее устойчивого агрегатного состояния обычный вид кривой скорости впитывания показан на рисунке 18.

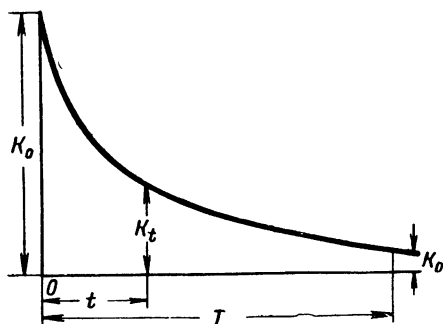


Рис. 18. Скорость впитывания воды в почву.

На этой кривой коэффициент впитывания в любой момент времени K_t связан с коэффициентом впитывания в начальный момент времени K_0 выражением:

$$K_t = \frac{K_0}{t^\alpha},$$

где α для разных почв варьирует (по Костякову от 3 до 0,9). В случаях резко слоистой почвы при существенном изменении агрегатного состояния в период самого впитывания кривая скоростей впитывания приобретает более сложный характер с переменным α .

Для каждой данной почвы скорость впитывания есть величина динамическая, изменяющаяся во времени в зависимости от изменения характера сложения почвы и ее агрегатного состояния.

Так, в опыте Кутергина на каштановой почве Добрынинского участка (Заволжье) показатели кривой скорости впитывания при разных поливах изменялись следующим образом: при первом поливе $K_0 = 0,00082$ и $\alpha = 0,363$, при втором поливе $K_0 = 0,00134$ и $\alpha = 0,494$.

По наблюдениям Ивченко, состояние почвы под разными культурами изменялось следующим образом: порозность на хлопковой старопашке 48%, после трав 51,6%; агрегаты мельче 0,25 мм; по хлопку 29,1%, по травам 15,9%; соответственно этому впитывание по травам оказалось в 2,4 раза большим, чем по хлопку.

Фильтрация осуществляется в почве только под действием гравитационных сил, и потому скорость фильтрации всегда меньше скорости впитывания. Связь между коэффициентом впитывания K_t и коэффициентом фильтрации по Дарси K_D может быть выражена как $K_t = K_D \left(\frac{T}{t} \right)^\alpha$, где K_t — коэффициент впитывания, отвечающий моменту времени t от начала впитывания, T есть время от начала впитывания до начального момента фильтрации, α — показатель степени, зависящий от свойств почвы и для ряда почв изменяющийся от 0,3 до 0,6. В дальнейшем кривая коэффициента фильтрации будет изменяться в зависимости от динамики агрегатного (дисперсного) состояния почвы, как это охарактеризовано выше (рис. 10).

При гравитационном движении воды в толще почвы, содержащей на какой-либо глубине грунтовую воду, фильтрация начинается в момент, когда фронт впитывающейся воды достигает вершины капиллярной зоны. В этот момент гидростатическое давление передается по капилляру и начинается фильтрация воды в более глубокие горизонты. Таким образом, промежуток времени между поступлением воды на поверхность почвы и началом фильтрационного стока из толщи почвы зависит от глубины залегания капиллярной зоны: чем глубже залегает эта зона, тем через большее время появится, например, сток в дренах после выпадения осадков или при орошении и промывках; когда капиллярная зона непосредственно достигает поверхности почвы (при близком уровне залегания грунтовых вод), тогда всякое поступление воды на поверхность вызывает немедленное появление стока.

Необходимо при этом иметь в виду, что в первый период фильтрационного стока, когда вытесняется вода капиллярной зоны, качественный состав этой воды не соответствует качественному составу воды, поступающей сверху. Это обстоятельство необходимо учитывать при анализе явлений выщелачивания солей из почвы в дрены.

В практике фильтрация происходит при орошении риса непрерывным затоплением, при промывках засоленных и солонцовых почв, при осушении заболоченных почв, в каналах постоянного действия и пр.

Капиллярное движение воды. Капиллярным движением называется движение жидкости по узким трубкам или щелевым пространствам (капиллярам), осуществляющееся за счет работы менисков. Капиллярное движение может протекать во всех направлениях и, в частности, против силы тяжести — вверх. Ниже рассматривается только эта последняя форма движения воды *.

Капиллярное движение вверх характеризуется двумя основными показателями: максимальной высотой поднятия в данном капилляре (H) и скоростью капиллярного движения (v). По закону Жюрена, величина H для капиллярных трубок и при полном смачивании стенок жидкостью ($Q = 0$) определяется выражением:

$$H = \frac{4\sigma}{\gamma g d} \text{ см,}$$

где σ — поверхностное натяжение воды;

γ — плотность жидкости;

g — ускорение силы тяжести;

d — диаметр капилляра.

Следовательно, высота капиллярного поднятия обратно пропорциональна диаметру капилляра.

Пуазейль для потока через цилиндрическую трубку предложил уравнение:

$$Q = \frac{\pi g h \gamma t r^4}{8 \eta l},$$

где Q — объем жидкости, протекающий за время t ;

h — потеря напора;

η — вязкость жидкости;

r — радиус трубки;

l — длина трубки.

* Необходимо иметь в виду, что капиллярное движение жидкости может осуществляться в почве не только при впитывании, конденсации и испарении, но также в результате нагревания ее. Движение в этом случае происходит по направлению потока тепла и вызывается изменением капиллярного потенциала от температуры, поскольку с повышением температуры коэффициент поверхностного натяжения уменьшается. Такое движение влаги находит отражение в суточном изменении влажности почвы, что, например, отмечено в работах Крымской опытной станции (Д. Н. Ончуков). — *Ред.*

Из этого уравнения видно, что средняя скорость движения воды прямо пропорциональна радиусу трубки в четвертой степени и обратно пропорциональна длине пройденного пути.

Приведенные уравнения для H и Q составлены для цилиндрических трубок и потому не могут быть непосредственно и количественно перенесены на капиллярные явления в почвах, поскольку капилляры последних представляют собой сложную сеть четочно соединенных между собой пор крайне разнообразных диаметров и форм.

Тем не менее качественно капиллярные явления в почвах протекают в общем аналогично явлениям в трубках.

Например, известно, что для раздельнозернистых масс диаметр пор прямо зависит от диаметра зерен. Следовательно, можно

высота

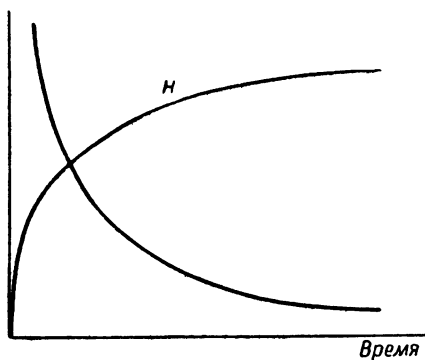


Рис. 19. Схема высоты и скорости капиллярного поднятия воды в почвах.

считать, что в почвах песчаного механического состава капиллярные промежутки (поры) относительно грубы, а в почвах глинистых более тонки.

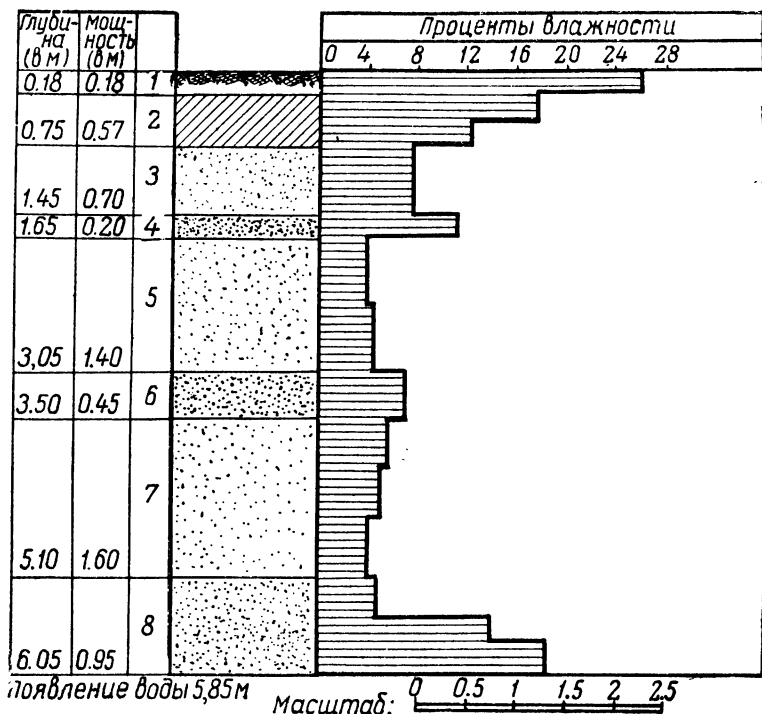
В соответствии с этим экспериментально установлено, что почвы песчаные поднимают капиллярно воду на небольшую высоту (20—50 см), но быстро (в несколько часов). Наоборот, почвы глинистые поднимают воду высоко (2,5—3—4 м), но весьма медленно (много месяцев).

Типовые кривые капиллярного движения воды в почвах показаны на рисунке 19, а распределение влажности в капиллярной зоне на рисунке 20.

Значительные отклонения от этих закономерностей вносит структурность почв. Так, глинистые структурные почвы могут обладать практически очень слабыми капиллярными свойствами, так как движение воды осуществляется преимущественно по крупным промежуткам между агрегатами. Это свойство структурных почв чрезвычайно полезно, потому что оно препятствует потерям воды на испарение в атмосферу и предохраняет от переноса вредных солей из нижних горизонтов почвы в верхние.

Своеобразная форма движения капиллярной воды в почвах осуществляется благодаря четочному строению почвенных пор, когда капиллярная вода оказывается висячей, т. е. не опирающейся непосредственно на горизонт грунтовых вод. Такие висячие капилляры возникают в почве всегда непосредственно после выпадения осадков или после полива (на рис. 12 и 20 верхняя их часть).

Процесс усыхания увлажненных таким образом почвенных горизонтов идет существенно иначе, чем это должно быть, если бы почва представляла собой систему простых цилиндрических капилляров.



Условные обозначения:

1 — растительный слой; 2 — супесь; 3 — песок мелкозернистый; 4 — песок мелкозернистый и тонкозернистый; 5 — песок мелкозернистый с примесью разнозернистого; 6 — песок тонкозернистый; 7 — песок мелкозернистый; 8 — песок мелкозернистый и тонкозернистый.

Рис. 20. Предельная влагоемкость естественного почвенного профиля (Мусинов).

Схема явления усыхания в цилиндрическом капилляре и в капилляре переменного диаметра (аналогично переменным диаметрам почвенных пор) показана на рисунке 21.

В капилляре *A*, в котором водяной столбик имеет мениски *a* и *b*, вогнутые внутрь, при испарении воды сверху мениск *a* будет последовательно принимать положение a_1 , a_2 , a_3 и т. д. и никакого передвижения воды по капилляру вверх осуществляться не будет. Это значит, что если эту схему применить для почвенных условий, можно бы ожидать, что усыхание почвы

будет идти последовательными параллельными слоями сверху вниз.

В капилляре *B* мениск *b* имеет форму выпуклую. При испарении воды с поверхности этого капилляра понижения мениска *a* в первый период времени происходить не будет, а будет изменяться форма мениска *b*, принимая последовательно положения *b*₁, *b*₂ и, наконец, *b*₃, когда она станет аналогичной выше рассмотренной схеме *A*. В этом случае происходит компенсация потери воды сверху за счет передвижения всей массы воды в капилляре

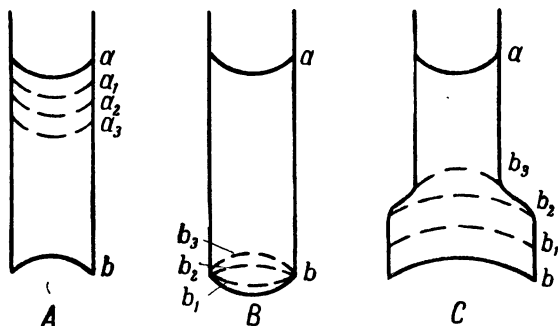


Рис. 21. Схема передвижения воды в открытых капиллярах.

сверху вниз. Таким образом, здесь усыхание осуществляется как бы снизу. Особенно ярко этот случай передвижения воды в висячем капилляре выявляется в капилляре *C*. В этом случае при удалении воды сверху положение верхнего мениска *a* также не будет изменяться, так как вода будет подаваться сюда из расширенной

части капилляра до тех пор, пока не исчезнет в нем совсем, как это показано положением менисков *b*₁, *b*₂ и *b*₃. Здесь, следовательно, передвижение воды вверх и усыхание снизу могут осуществляться особенно длительно и в значительных количествах.

В естественных почвах, с их сложной ячеистой системой капилляров, господствует последний тип явления, и потому в них усыхание (например, после полива) никогда не осуществляется резко очерченными слоями, а всегда захватывает одновременно значительную толщу по глубине, часто до 50—100 см. Это имеет очень существенное значение как для водного питания растений, так и для процессов перераспределения солей по профилю почвы.

Капиллярное движение воды в почве во всех его формах динамично во времени, так же как и гравитационное движение, и зависит от изменения состава движущихся почвенных растворов и динамики агрегатного состояния самой почвенной массы (см. ниже солончаки и солонцы, стр. 165).

Сделано много попыток найти метод расчета высоты капиллярного поднятия воды в почвах в зависимости от механического состава последних.

Однако результаты пока что менее удовлетворительны, чем для расчета коэффициента фильтрации.

Примером формулы, дающей более или менее удовлетворительные результаты для песчаных масс, может служить формула Козени:

$$H = \sigma \frac{\sigma}{\gamma g} \frac{P}{1-P} \frac{1}{d_w} \text{ см,}$$

или при 10° :

$$H = 0,453 \frac{P}{1-P} \frac{1}{d_w} \text{ см,}$$

где σ — поверхностное натяжение;

γ — плотность воды;

g — 981 см/сек²;

P — порозность;

d_w — действующий диаметр.

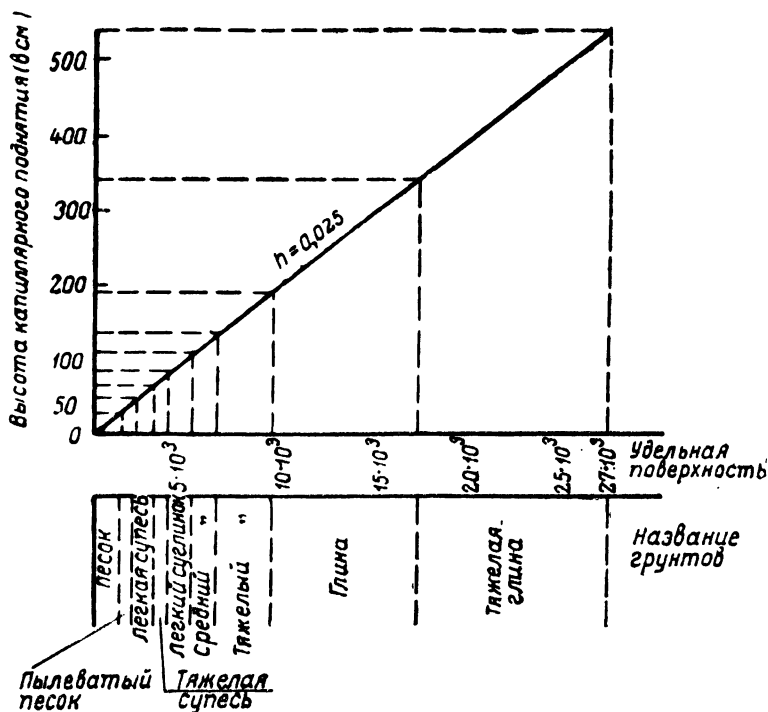


Рис. 22. Зависимость высоты капиллярного поднятия от удельной поверхности грунта (Д. М. Беличенко).

Интересную попытку расчета величины H в зависимости от суммарной поверхности почвы S сделал Беличенко. Округленно эта зависимость выражается так: $H = 0,02S$.

Построенный на основании этого график показан на рисунке 22. Этот метод заслуживает дальнейшего исследования в направлении установления роли агрегатного и механического состава почвы и нахождения приемов надежного определения величины S .

Капиллярные явления имеют многостороннее и часто противоположное по эффекту значение в жизни почв и растений. Так,

при близком залегании уровня грунтовых вод капиллярность способствует заболачиванию почв. Одновременно капилляры, подавая воду на испарение в атмосферу, являются мощным фактором понижения уровня грунтовых вод и осушения. Когда грунтовые воды пресны, то капиллярная подача воды в корнеобитаемую зону почвы может являться серьезным положительным фактором водного питания растений. В условиях минерализованных грунтовых вод (преимущественно в орошаемых районах) капиллярная подача воды в корнеобитаемую зону является, как правило, вредной, вызывающей засоление почв (см. ниже солончаки, стр. 87).

Таким образом, оценка капиллярных явлений в каждом частном случае должна быть строго индивидуальной.

В последние годы ряд исследователей (Кин, особенно Фагелер и др.) резко высказываются против «капиллярных теорий» в почвоведении. Следует считать, что эти высказывания основаны в значительной мере на несогласованности терминологических определений. Так, очевидно, что нельзя отрицать широкого развития в почвенных порах менисков, громадной работы их и, следовательно, осуществления здесь подлинно капиллярных явлений.

С другой стороны, так же очевидно, что эти мениски располагаются в почве не в цилиндрических трубках и поэтому формы капиллярного движения здесь должны быть существенно иными (в частности, цепи Жамена). Таким образом, речь должна идти об изучении закономерностей этих оригинальных форм капиллярного движения, а не об отрицании капиллярной теории как таковой.

Вместе с тем представляется необоснованным смешение двух различных форм движения воды в почве — пленочного и менисково-капиллярного, что особенно ярко выражено у Фагелера.

Влагоемкость почв. Влагоемкостью почвы называется ее способность удерживать в себе то или иное количество воды. Различают следующие основные виды влагоемкости: а) *полная влагоемкость*, б) *наименьшая влагоемкость*, в) *капиллярная влагоемкость* и г) *предельная влагоемкость* *.

Полной влагоемкостью называют такое состояние влажности почвы, когда все ее поры заполнены водой, следовательно, количественно полная влагоемкость соответствует порозности. Такое состояние влажности присуще почвам в горизонте грунтовой воды и обычно в некоторой зоне непосредственно над уровнем ее (зона I на рис. 12).

Наименьшей влагоемкостью (П. А. Коссович) называют состояние влажности, присущее частям почвенного

* Нередко выделяют также максимальную молекулярную влагоемкость, понимая под этим количество воды, которое может быть удержано в почве молекулярными силами притяжения. Термин введен А. Ф. Лебедевым. Предложенные, однако, им методы определения этой величины (метод центрифуги, метод высоких колонн и метод пленочного равновесия) в большинстве не позволяют получить величины, которая соответствовала бы указанному определению максимальной молекулярной влагоемкости, в силу чего величина последней является условной. — *Ред.*

профиля, лежащим выше зоны капиллярного поднятия (зона 3 на рис. 12). При наименьшей влагоемкости почва содержит в себе воду гигроскопическую, пленочную и пендулярную. Такое состояние влажности характерно для средних горизонтов почв степной зоны с глубоким залеганием уровня грунтовых вод.

Капиллярной влагоемкостью называется такое состояние влажности почвы, когда в ее порах находится количество воды, промежуточное между наименьшей и полной влагоемкостью. Такое состояние влажности характерно для горизонтов почв, лежащих непосредственно над зоной полной влагоемкости у грунтовых вод, и для поверхностных горизонтов (зоны 2 и 4 на рис. 12). Очевидно, что капиллярная влагоемкость есть величина переменная, зависящая от относительного положения данной плоскости сечения почвы над уровнем грунтовой воды или под плоскостью раздела почва — воздух. Поэтому Коссович называл этот вид влагоемкости «относительной» влагоемкостью почвы.

Названные три вида влагоемкости характеризуют возможное состояние влажности каждого горизонта почвы, но они не определяют динамического состояния этой влажности. Так, например, если мы устанавливаем, что некоторый горизонт почвы находится в данный момент времени в состоянии капиллярной или полной влагоемкости, то отсюда еще нельзя сделать заключения о том, находится ли эта вода в неподвижном состоянии или, наоборот, движется гравитационно или капиллярно.

С другой стороны, если установлено, что этот горизонт почвы находится в состоянии наименьшей влагоемкости, то это значит, что вода здесь гравитационно не передвигается, но отсюда еще нельзя сделать никакого заключения о том, может или не может данный горизонт почвы удерживать в себе какое-либо дополнительное количество воды в неподвижном состоянии.

Для определения динамического состояния воды в почве при любой ее влажности предложено понятие «предельной влагоемкости» почвы (Л. П. Розов).

Предельной влагоемкостью почвенного профиля в целом или каждого отдельного горизонта этого профиля называется такое максимальное содержание в нем воды, которое удерживается почвенной массой в неподвижном состоянии без стекания ее вниз.

На рисунке 12 (стр. 59) предельная влагоемкость опытной колонны в целом представлена всей суммой капельно-жидких форм воды, оставшейся в этой колонне после стекания части воды, заполнявшей все ее поры. Графически она представлена площадью: *абвгдежзи*. Предельная влагоемкость каждого отдельного горизонтального сечения этой колонны определяется соответствующей абсциссой. Так, например, предельная влагоемкость зоны 1 определяется абсциссой *аи*, зоны 3 — абсциссой *бж* и т. д.

Отсюда видно, что даже в колонне совершенно одинакового строения и гранулометрического состава по всей глубине величины предельных влагоемкостей для отдельных горизонтов сильно различаются — от полной влагоемкости (сечение *аи*) до наименьшей влагоемкости (сечение *бж*). Эта разница в величине предельной влагоемкости отдельных горизонтов каждой данной однородной колонны определяется двумя факторами: относительным расстоянием данного горизонта от уровня грунтовых вод и наличием плоскостей раздела двух неоднородных сред. Так, изменение величин абсцисс на протяжении профиля от *а* до *б* определяется положением уровня грунтовых вод на линии *аи*.

Возникновение зоны 4 повышенной влажности с абсциссами от *гд* до *ве* обязано плоскости раздела почва — воздух.

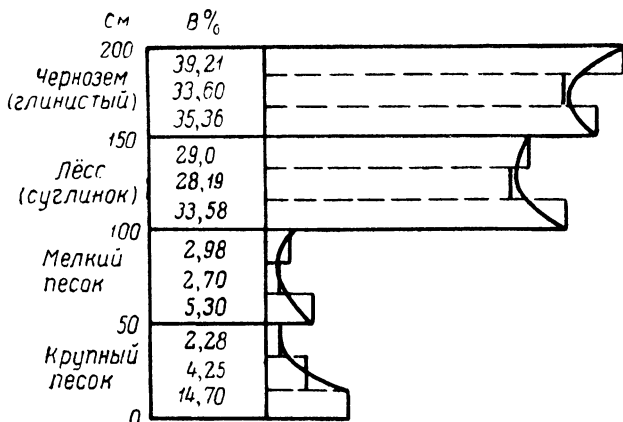


Рис. 23. Предельная влагоемкость слоистой колонны почвы.

Аналогично этому зоны повышенной влажности (против наименьшей влагоемкости) возникают на всех плоскостях раздела внутри колонны, если она неоднородна по своему строению.

Пример распределения величин предельной влагоемкости в слоистой колонне показан на рисунке 23 (опыт А. Ф. Лебедева).

Колонна составлена из четырех слоев, по 50 см каждый; внизу лежит наиболее грубый материал с более крупными порами, а на нем расположены все более и более тонкозернистые слои, заканчивающиеся наверху глинистым черноземом. Колонна, как обычно, вначале была насыщена водой до полной влагоемкости, затем часть воды стекла. Таким образом, остаточное в колонне распределение влажности дает величину предельной влагоемкости как по отдельным слоям, так и для всей колонны в целом. На чертеже видно, что каждый слой, соответственно своему механическому составу, имеет различную влажность, а именно: глинистый чер-

нозем около 33%, суглинистый лесс около 28, мелкий песок около 2,7, крупный около 2,3% (в верхней части).

Наиболее важным здесь является распределение влажности в пределах каждого отдельно взятого слоя. Для слоя самого нижнего, грубого песка, оно является аналогичным распределению в однородной колонне в зоне капиллярного поднятия: влажность падает здесь от нижней к верхней части слоя с 14,7 до 2,28%, т. е. почти до величины максимальной молекулярной влажности этого песка (последняя для него составляет около 1,8%). Во всех других слоях распределение влажности оказывается уже несвойственным колоннам однородным. Так, слой мелкого песка лежит вне зоны капиллярного поднятия колонны, и, следовательно, его влажность должна была бы соответствовать величине наименьшей влагоемкости. И, действительно, середина слоя характеризуется величиной 2,7%, близкой к этому пределу (для данного песка максимальная молекулярная влажность около 2,4%). Однако в нижней зоне влажность оказывается равной 5,30, а вверху 2,98%, т. е. в обоих случаях значительно выше нормы. То же наблюдаем и для других слоев: для лесса влажность составляет 29—28,19—33,58 и для чернозема 39,21—33,60—35,36.

Таким образом, во всех случаях на плоскостях раздела получаются значительные приросты влажности против нормальной наименьшей влагоемкости.

Причина этих приращений заключается в образовании на плоскостях разделов менисков, которые и удерживают от стекания некоторое добавочное количество свободной воды, повидимому, преимущественно в фуникулярной форме.

Явление увеличения предельной влагоемкости при подстиلائии мелкозёмистых почвенных горизонтов более грубыми, песчаными или галечниковыми, констатировано и в полевых условиях.

Факт увеличения предельной влагоемкости в почвенных горизонтах, лежащих над слоями грубого механического состава, не противоречит дренирующему действию последних, выражающемуся в ускорении стока того объема воды, который превышает предельную влагоемкость.

Значение предельной влагоемкости. Величину предельной влагоемкости почвы необходимо знать для ряда мелиоративных расчетов, правильного понимания условий водного питания растений и характера протекающих в почве физико-химических и биологических процессов.

В мелиоративной практике величина предельной влагоемкости *II* служит основой для расчета нормы полива, промывок и дренажного стока.

Рациональная поливная норма должна увлажнить заданный расчетный корнеобитаемый слой почвы (в полевой практике обычно 80—100 см), не давая стока в нижележащие горизонты. Это основное требование рациональной поливной нормы удовлетворяется, если размер ее равен разнице между предельной влагоемкостью

расчетного слоя почвы Π и запасом воды в расчетном слое почвы m перед поливом. Так как во время самого производства полива часть воды расходуется на испарение, то этот объем воды K может быть прибавлен. Следовательно, полная поливная норма определится выражением:

$$M = \Pi - m + K.$$

Всякое превышение этой нормы вызовет сток в нижележащие горизонты почвы и в грунтовые воды, что в громадном большинстве случаев является вредным не только с точки зрения бесполезной растраты оросительной воды, но и возможности заболачивания и засоления орошаемой территории.

Всякое сокращение поливной нормы против расчетной вызовет уменьшение глубины промачивания почвы, что может вредно отразиться на развитии корневой системы и, следовательно, снизить урожай.

В случаях, когда заданную расчетную толщину почвы нужно не увлажнять, а промыть, эта норма подачи воды должна быть больше (см. в разделе «Промывка засоленных почв», стр. 122).

Норма внутреннего (дренажного) стока Q из расчетной толщи почвы при переувлажнении, т. е. при промывках засоленных почв или на севере на заболоченных территориях, определяется выражением:

$$Q = M + m - \Pi,$$

где M — приход воды,

m — исходный запас воды в почве,

Π — предельная влагоемкость расчетного слоя.

В отношении питания растений знание величин предельной влагоемкости корнеобитаемой толщи почвы важно потому, что при всех влажностях ниже этой величины свободная вода в почве и находящиеся в ней питательные вещества только перераспределяются внутри данной толщи, но не уходят из нее; следовательно, этот почвенный раствор может быть в любое время полностью использован растением.

Наоборот, при влажностях выше предельной влагоемкости почвенный раствор находится в состоянии гравитационного движения и, следовательно, может быть использован растением только в меру соотношения скорости этого движения и скорости всасывания корневой системы.

При всех влажностях не выше предельной влагоемкости почвенный раствор может рассматриваться как равновесный; наоборот, при влажностях выше предельной влагоемкости растворимые продукты химических реакций и микробиологической деятельности будут выщелачиваться и, следовательно, равновесие почвенного раствора будет сдвигаться в одну сторону.

Величины предельной влагоемкости как для отдельных типов почвы, так и для одной и той же почвы по разным ее горизонтам весьма различны. Пример колебания предельной влагоемкости

отдельных почвенных горизонтов двух вариантов подзолистой почвы (Москва, Бутырский хутор) показан на рисунке 24. Здесь в некоторых горизонтах предельная влагоемкость отвечает 99% порозности, тогда как в других она не превышает 45% ее.

Вообще говоря, величина предельной влагоемкости и отношения ее к порозности зависят от следующих основных факторов: гранулометрического состава (механического состава и степени его агрегатности, или структурности), строения почвенного профиля (степени выраженности слоистости) и глубины залегания грунтовой воды.

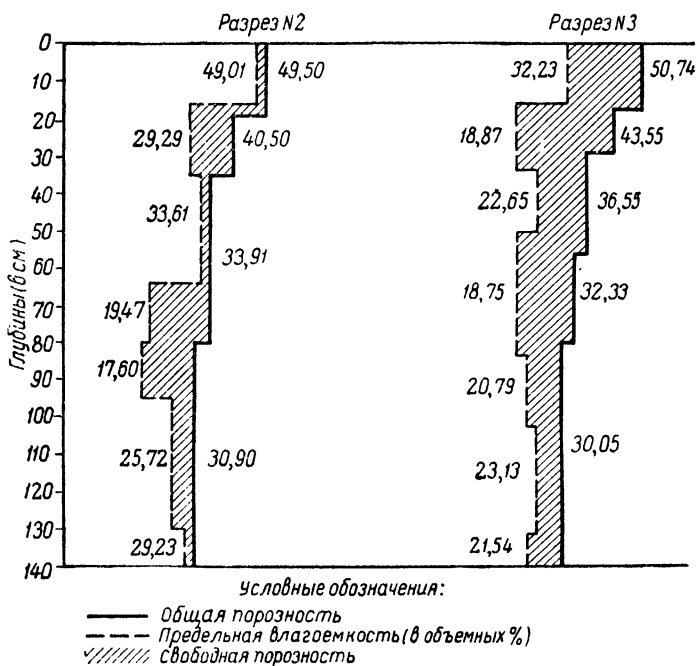


Рис. 24. Предельная влагоемкость подзолистых почв.

В таблице 17 (стр. 84) приводятся ориентировочные величины предельной влагоемкости в среднем для верхней метровой толщи почв различного механического состава при условии, что капиллярное увлажнение от грунтовой воды не достигает этой толщи.

Союз НИХИ принимает для почв Средней Азии следующие расчетные величины предельной влагоемкости (табл. 18).

Величина предельной влагоемкости обычной расчетной корнеобитаемой толщи почвы только условно может рассматриваться как более или менее постоянная, на самом же деле она колеблется в зависимости от изменяющихся условий каждого данного

Предельная влагоемкость для верхнего метрового слоя, вне зоны капиллярного подпитывания грунтовой водой

Почвы	Предельная влагоемкость (в % от порозности)		Порозность (в объемных процентах)
	почвы несо- лонцеватые	почвы солон- цеватые	
Глинистые	85—90	90—93	50—60
Тяжелосуглинистые	70—80	85—90	45—50
Среднесуглинистые	60—70	75—85	45—50
Легкосуглинистые	50—60	65—75	40—45
Супесчаные	40—50	60—65	40—45
Глинистые пески	30—40	50—60	35—40
Пески	25—30	—	30—35

Т а б л и ц а 18

Расчетные величины предельной влагоемкости почв Средней Азии

Почвы по механическому составу	Объем- ный вес	Влажность (в ве- совых процентах)		Величина предельной влагоем- кости (в м³) для слоев различной мощности		
		ампли- туда	среднее	до бутони- зации, слой 50 см	бутониза- ция и цве- тение, слой 75 см	цветение и созрева- ние, слой 100 см
Легкие	1,40	13—19	16	1 120	1 680	2 240
Средние	1,42	19—21	20	1 420	2 130	2 840
Тяжелые	1,45	22—26	24	1 740	2 610	3 480

поля. Так, например, в орошаемых районах она по сезонам может существенно изменяться в связи с колебаниями уровня грунтовых вод, если они залегают на такой глубине, что капиллярные токи достигают расчетного слоя.

На разных полях севооборота предельная влагоемкость будет несколько изменяться в связи с изменениями их структурного состояния. Существенное влияние на величину предельной влагоемкости будут оказывать также приемы обработки почвы (вспашка, чизелевание, культивация) и способы полива (затопление, бороздные поливы, напуск, дождевание, подпочвенное орошение).

Количественно эти колебания предельной влагоемкости пока не могут быть охарактеризованы за отсутствием достаточного количества данных; повидимому, они будут лежать в пределах 100—200 м³ на 1 га, но в практике их необходимо определять непосредственно.

С агрономической точки зрения величина предельной влагоемкости каждой данной почвы подлежит оценке как количественной, так и качественной. Большая величина предельной влагоемкости почвы обычно обеспечивает и большой запас свободной, усвояемой растениями воды.

Однако вода в почве является антагонистом воздуха, поэтому чрезмерное заполнение почвенных пор водой может ослабить аэрацию и вызвать затруднения в снабжении кислородом корней растений, микроорганизмов, а также развитие восстановительных химических процессов.

Принимают, что оптимальная аэрация происходит, если 20—40% пор почвы свободны от воды, а при наличии свободных пор менее 6% нормальное развитие культур невозможно.

В некоторых почвенных типах (например, в солонцах и подзолах неблагоприятная величина предельной влагоемкости может быть присуща лишь отдельным почвенным горизонтам, тем не менее и это неприемлемо; такие почвенные профили необходимо улучшать методами глубокого рыхления, создания структуры, химическими мелиорациями и пр.

Определение предельной влагоемкости. Поскольку величина предельной влагоемкости каждой почвы зависит не только от физико-химических свойств почвенной массы, но и от строения почвенного профиля, постольку определение величины предельной влагоемкости невозможно на отдельных почвенных образцах. Это определение осуществляется нормально на полевых площадках или приближенно в лаборатории на почвенных монолитах достаточной высоты.

Полевое определение предельной влагоемкости осуществляется следующим образом.

На поле выбирают типичную в почвенном отношении площадку размером не менее 4×4 м (лучше до 200 м²) и обносят ее невысоким валиком. По двум или четырем сторонам этого квадрата, за валиком, делают почвенные разрезы глубиной не менее той толщи почвы, для которой нужно определить предельную влагоемкость. По этим разрезам составляют морфологическое описание и затем по горизонтам производят определение общей порозности. Два или четыре разреза закладывают в целях проверки однородности выбранной делянки. Суммируя порозность отдельных горизонтов и относя ее к площади делянки, получают тот объем воды, который необходимо дать на делянку при поливе для того, чтобы достигнуть полного насыщения почвы водой.

Дав на делянку эту норму и дождавшись впитывания, поверхность делянки для предохранения от потерь воды на испарение покрывают рыхлым материалом, например соломой, слоем 0,5—0,7 м. В таком покрытом виде делянка остается в течение времени, необходимого для стекания избыточной воды и установления в заданной толще почвы равновесного распределения оставшейся влаги. Влажность почвы, определенная в это время, и даст величину предельной влагоемкости.

При определении предельной влагоемкости в практических целях в качестве равновесного распределения воды в метровой толще можно принимать влажность, установившуюся через 2—3 дня после полива — в почвах легких, супесчаных, и через 4—5 дней — в почвах более тяжелых, суглинистых и глинистых.

Для получения более точных показателей влажность почвы на делянках после увлажнения определяют через каждые 2—3 дня до получения в два соседних срока одинаковых результатов.

Для определения предельной влагоемкости в лаборатории монолит почвы соответствующей длины заливают с боков водонепроницаемой замазкой (смолой), оббивают досками (в случае определения одновременно коэффициента фильтрации оборудуют пьезометрами) (рис. 25) и полностью насыщают водой. После стекания воды монолит разбирают, определяют по горизонтам влаж-

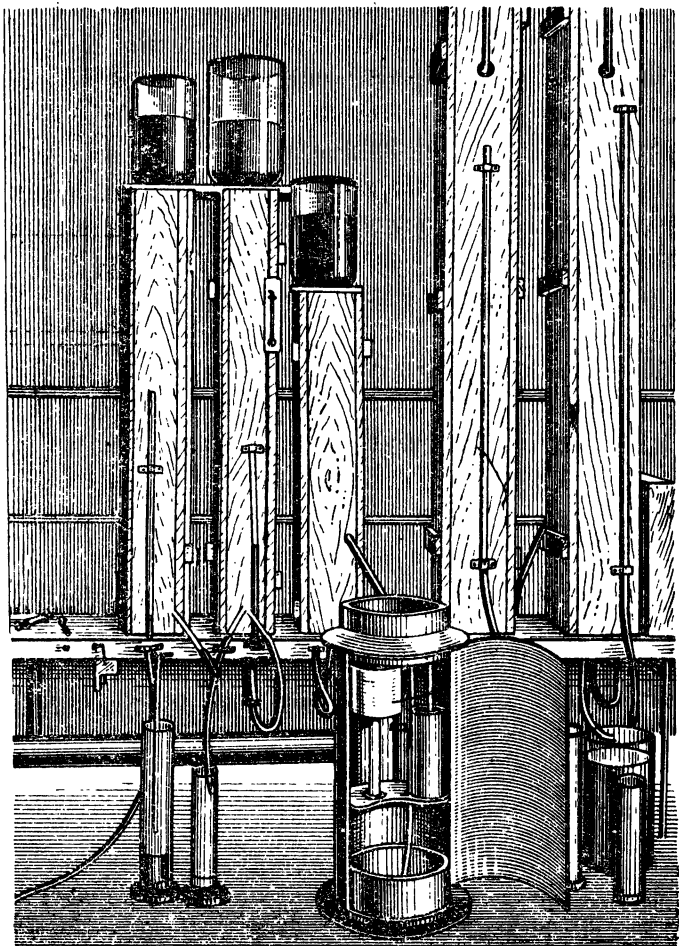


Рис. 25. Вид установок монолитов для определения коэффициента фильтрации и предельной влагоемкости.

ность, что и дает величину предельной влагоемкости данного монолита. Эта величина близко соответствует предельной влагоемкости, определенной в поле, если длина монолита равна глубине залегания грунтовой воды. В случаях, когда длина монолита меньше глубины залегания грунтовых вод, предельная влагоемкость монолита оказывается преувеличенной. В монолитах метровой мощности можно удовлетворительно определять предельную влагоемкость толщи в 50—60 см. Норма полива сверху при этом должна соответствовать величине порозности этой толщи.

ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЫ

Задачей химической характеристики почвы является установление состава конкретных химических соединений, из которых состоит почвенная масса. Современная методика анализа позволяет решать эту задачу лишь в ограниченной степени.

Для механических элементов крупнее 0,1 мм задача характеристики их минералогической и химической природы удовлетворительно решается методами петрографического анализа. Минералогический состав тонкодисперсных элементов почвы начинается с успехом устанавливаться методами рентгеноструктурного анализа.

Основными методами химической характеристики почвы являются два: 1) метод валового (суммарного) определения отдельных химических элементов (ионов) и 2) метод выделения отдельных групп соединений, отличающихся друг от друга главным образом своей растворимостью — метод фракционированного растворения. В качестве растворителей употребляются разнообразные кислоты, как минеральные (серная, соляная), так и органические (уксусная, лимонная), вода, насыщенная углекислотой, растворы нейтральных солей и, наконец, чистая дистиллированная вода. Получаются так называемые «вытяжки» из почвы, в которых определяется ионный состав. Зная последний, можно ориентировочно составить представление о том, в каких возможных соединениях обнаруженные ионы находились в почве. Ниже мы рассмотрим характер почв: а) содержащих воднорастворимые соли (солончаки) и б) содержащих в поглощающем комплексе поглощенный натрий (солонцы). Другие химические характеристики будут даны при описании почвенных зон.

Площадь солонцовых комплексов с преобладанием солонцов превышает в Советском Союзе 27 млн. га, а земли, подверженные в той или иной степени засолению, в орошаемой зоне Средней Азии и Закавказья составляют не менее половины всей территории. Кроме того, процессы засоления и солонцеватости широко развиваются при неправильном орошении, и народное хозяйство терпит от этого значительный ущерб.

Поэтому солончаки и солонцы и являются важными объектами изучения в мелиоративном почвоведении.

ЗАСОЛЕННЫЕ ПОЧВЫ, ИЛИ СОЛОНЧАКИ

В практике засоленными почвами называют такие, которые содержат в своем составе воднорастворимые соли в количествах, вредящих нормальному развитию культурной растительности.

Состав воднорастворимых солей, вообще говоря, может быть весьма разнообразным, однако практически в громадном большинстве случаев эти соли представляют комбинации трех катионов Na^+ , Mg^{++} , Ca^{++} (калийные соли встречаются в засоленных почвах редко) и четырех анионов Cl^- , SO_4^{--} , CO_3^{--} , HCO_3^- .

Из этих ионов возможно образование 12 следующих солей:

NaCl (поваренная соль)
 Na_2SO_4 (глауберова соль)
 Na_2CO_3 (сода нормальная, бельевая)
 NaHCO_3 (двууглекислая сода, питьевая)
 MgCl_2 (хлористый магний)

MgSO_4 (горькая, или английская, соль)
 MgCO_3 (углекислый магний)
 $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ (двууглекислый магний)
 CaCl_2 (хлористый кальций)
 CaSO_4 (гипс)
 CaCO_3 (известь)
 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ (бикарбонат кальция)

Все эти соли принимают участие в жизненном цикле растений, но когда содержание одной из них или суммарное их количество в почвенном растворе становится больше некоторого предела, они становятся вредными для развития растений. Почва в этом случае будет *засоленной*, или *солончаковой*.

Многочисленные лабораторные и полевые исследования показывают, что при обычно наблюдающихся в природе смесях солей содержание их в количестве около 0,5—1% веса сухой почвы является предельным, при котором культурная растительность уже не развивается. Вредное же влияние на качество и количество урожая начинает сказываться часто при наличии около 0,1% солей.

Наблюдения показывают, что явление вредного действия солей на растение чрезвычайно сложно и в каждом частном случае в основном зависит: 1) от вида растения и его возраста; 2) характера смеси солей; 3) почвенных условий, агротехники и поливного режима; 4) климатических условий, в которых развивается растение.

Растение и соли. Малые концентрации солей (порядка сотых и тысячных долей процента) часто оказываются полезными и даже стимулирующими рост некоторых культур. Так, например, известно положительное влияние хлористого натрия на урожайность сахарной свеклы, льна, кормовых трав.

Повышенные же концентрации солей проявляют свое вредное действие уже в процессе набухания семян (табл. 19).

Т а б л и ц а 19

Набухание семян в зависимости от концентрации солей

Показатель	Чистая вода	Концентрация NaCl (в %)						
		0,12	0,67	1,39	2,83	5,86	12,72	16,16
Поглощено воды равными порциями семян в течение 24 часов (в г)	42,6	41,9	39,7	38,0	37,6	32,7	25,0	20,6

Эти данные показывают, что по мере увеличения концентрации соли процесс набухания все более задерживается.

Многие исследования аналогичного характера привели к следующим общим выводам:

- а) энергия набухания семян прямо зависит от осмотического давления, которое развивается данной солью;
- б) химический состав соли почти не имеет при этом значения;
- в) поглощение соли семенами зависит от вида семян, осмотического давления соли, от ее химического состава, а также от характера смеси солей.

Многочисленные исследования чувствительности растений к солям в разные фазы развития привели к установлению общей

закономерности, выражающейся в том, что с возрастом чувствительность растений к солям ослабевает.

Так, в одном из опытов молодая люцерна развивалась хорошо при содержании солей 0,076% и погибла при 0,126%, между тем как старая люцерна развивалась иногда хорошо при среднем содержании солей в слое 0—120 см до 0,498 и даже 1,36%.

Различные растения обладают неодинаковой чувствительностью по отношению к солям. Многие представители дикой флоры обладают специфической солеустойчивостью, и по ним можно в поле, без анализов, ориентироваться в первом приближении относительно характера засоления почвы.

Среди культурной растительности различной солеустойчивостью (т. е. способностью выносить без вреда разные концентрации солей) обладают не только различные виды культур, но часто и сорта растений (например, сорта пшеницы, хлопчатника и т. д.). Для характеристики солеустойчивости различных растений могут служить приводимые ниже данные физиолога Т. Х. Кернея, которые показывают, посев каких культур обещает более или менее надежную урожайность при разных степенях засоления почвы.

Степень засоления и содержание солей (в %)	Возможные культуры
Сильная 0,1—0,8	Свекла сахарная (с пониженным качеством продукции; нормально свеклу не следует сеять при содержании солей свыше 0,5%), пырей западный, костер безостый, райграс французский
Среднесильная 0,8—0,6	Брюква, кормовая капуста, сорго, ячмень на сено, овсяница луговая, райграс высокий, бор, могар, пырей бескорневищевый
Средняя 0,6—0,4	Хлопчатник (египетский хлопчатник дает при этих условиях волокно плохого качества, поэтому его не следует сеять при наличии более 0,4% солей), ячмень и рожь на зерно, овес и пшеница на сено, спаржа, полевица белая, тимopheвка, ежа сборная
Слабая 0,4—0,1	Пшеница, полба, овес на зерно, просо, полевой горох, вика, конские бобы, люцерна

Степень засоления выражена здесь весовыми процентами общего содержания солей, в основном хлористых и сернокислых. При этом высший предел относится к почвам, засоленным преимущественно сернокислыми солями, а низший — хлористыми. Если в состав солей входит заметное количество соды (Na_2CO_3), показатели степени засоления должны быть сильно снижены.

Попутно следует сделать такие общие замечания.

1) О пределе солевыносливости растений следует судить не по вегетативному развитию, а по количеству и качеству урожая.

Вегетативное развитие часто бывает удовлетворительным при значительно большей степени засоления, чем то допустимо для получения хозяйственно приемлемого урожая.

2) Засоление влияет не только на количество урожая, но и на его качество. С этим нужно особенно считаться при выращивании технических культур — хлопчатника, сахарной свеклы и др.

3) Из зерновых культур наиболее чувствительна к солям кукуруза. Картофель выносит засоление не более 0,1%. Бобовые оказываются менее солеустойчивыми, чем все прочие культуры.

Плодовые культуры совершенно не переносят засоления, несколько более выносливыми оказываются лишь груша, инжир и виноград.

4) Приведенные нормы засоления и соответствующий подбор культур имеют ориентировочное значение и должны быть уточнены в соответствии с условиями отдельных районов.

Действие отдельных ионов и солей. В каждой соли самостоятельное токсическое вредное действие оказывает как анион, так и катион. Поэтому ряды солей с одинаковым катионом и различными анионами, или наоборот — с различными катионами, но одним и тем же анионом, обладают обычно различным токсическим действием. Так, например, в ряду углекислых солей Na_2CO_3 , MgCO_3 и CaCO_3 сода является самой вредной солью, и не только в этом ряду, но, повидимому, и вообще среди всех солей, встречающихся обычно в засоленных почвах. Некоторые исследователи считают, что максимальным допустимым пределом содержания соды в почве является 0,005%.

Исключительная вредность соды зависит, повидимому, от того, что в водном растворе она диссоциирует согласно уравнению: $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{NaOH} + \text{NaHCO}_3$; образующийся новый ион OH^- (гидроксил) является токсичным.

Бикарбонат натрия менее вреден, чем нормальная сода, однако необходимо учитывать, что NaHCO_3 легко переходит в почвах при подсушивании в Na_2CO_3 по уравнению: $2\text{NaHCO}_3 = \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, и поэтому накопление в почве NaHCO_3 должно оцениваться как неблагоприятный показатель.

Углекислый магний ядовит в незначительной степени, углекислый кальций практически безвреден, так как даже на сильнокарбонатных почвах, содержащих более 15—20% CaCO_3 , культуры развиваются обычно нормально. Вероятно, это объясняется главным образом слабой растворимостью карбонатов щелочных земель.

В ряду сернокислых солей Na_2SO_4 , MgSO_4 и CaSO_4 на первом месте по степени вредности стоит, повидимому, сернокислый магний и на втором глауберова соль.

Гипс (CaSO_4) можно считать безвредной солью, поскольку на сильногипсоносных почвах обычно наблюдается хорошее развитие культур.

Хлористые соли NaCl , MgCl_2 , CaCl_2 незначительно отличаются между собой по степени вредности. Все же, повидимому, на пер-

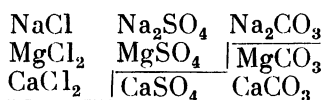
вое место нужно поставить $MgCl_2$ и $CaCl_2$, на второе $NaCl$. Нивелирующее действие здесь производит, вероятно, крайне вредный ион хлора, почему ряд хлористых солей в целом является наиболее вредным по сравнению с другими рядами.

Соли с одинаковым катионом, но различными анионами также ясно проявляют свою индивидуальность. Так, в ряде натриевых солей Na_2CO_3 , $NaCl$, $NaHCO_3$ и Na_2SO_4 вредность каждой из них убывает от первой к последней примерно в отношении 10 : 3 : 3 : 1.

Ряд магниевых солей по степени убывающего их токсического действия может быть расположен в таком порядке: $MgCl_2$, $MgSO_4$, $MgCO_3$, $Mg(HCO_3)_2$, причем токсичность двух первых солей весьма велика и между собой, повидимому, почти одинакова.

В ряду кальциевых солей $CaCl_2$, $CaSO_4$, $CaCO_3$ и $Ca(HCO_3)_2$ очень вредной является только первая соль, все же остальные практически безвредны.

На основании изложенного можно составить следующую сводную таблицу вредности солей, где соли, расположенные выше черты, вредны, а ниже — безвредны.



Действие смеси солей на растения. Исследованиями установлено, что смеси солей действуют на растение менее вредно, чем того следовало бы ожидать по сумме получающихся при смешении концентраций. Это явление носит название «антагонизма» солей (табл. 20).

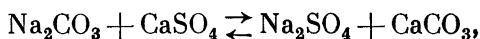
Т а б л и ц а 20

Антагонистическое действие солей на рост люцерны
(В. И. Лисовский и Б. А. Шумаков)

$CaCl_2 \backslash Na_2SO_4$	0 (вода)	1/64	1/32	1/16	1/4	1/2	1/1
0 (вода)	100	54,5	45,5	18,2	0,0	0,0	0,0
1/4096	90,9	72,7	68,1	72,7	12,7	0,0	0,0
1/1024	90,9	118,7	90,9	81,8	36,4	0,0	0,0
1/256	81,8	109,1	94,5	81,8	45,5	0,0	0,0
1/64	72,7	72,7	81,8	72,7	90,9	14,5	0,0
1/32	63,6	79,6	50,9	50,9	63,6	21,8	0,0
1/16	36,4	63,6	45,5	45,5	36,4	27,3	—
1/8	18,2	—	—	—	54,5	10,9	—
1/4	0,0	14,5	21,8	12,7	—	—	—

Цифры таблицы означают длину стеблей люцерны через 6 суток после посева в данный раствор, выраженную в процентах, по сравнению с длиной стебля, выращенного в дистиллированной воде. Концентрации солей показаны здесь в долях от нормального раствора.

Причина антагонистического действия солей в некоторых случаях объясняется химическим взаимодействием смешиваемых солей: например, в смеси соды и гипса происходит реакция по уравнению:



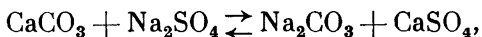
и, следовательно, в растворе оказываются две новые соли, менее ядовитые, чем исходные.

В других случаях антагонистическое влияние может быть объяснено только специфическим физиологическим воздействием солей на плазму растений.

Влияние характера почвы, агротехники и поливного режима. Влияние характера почвы на степень вредности любого данного количества солей проявляется во многих формах. Так, на почвах глинистого механического состава данное весовое количество солей может быть менее вредным, чем на почвах песчаных, потому что предельная влагоемкость первых больше и, следовательно, концентрация почвенного раствора будет меньше.

Еще более серьезное и важное значение характера почв заключается в регулировании динамики солевых растворов. Основной чертой состояния воднорастворимых солей в почве является их быстрая подвижность, перемещаемость из горизонта в горизонт, в связи с меняющимся режимом влажности почвы. В силу этого возможны случаи, когда в исходном состоянии (например, перед посевом) содержание солей во всех горизонтах почвы не превышает критического для развития данной культуры, но при неправильном поливном режиме и агротехнике, вследствие перераспределения и концентрации солей в активной корневой зоне, они окажутся уже губительными для дальнейшего роста растений.

Кроме количественных перемещений солей, в почвах одновременно широко происходят периодические изменения самого состава солей. Общей причиной этих изменений являются реакции солей между собой и с коллоидами почвы. Например, если в карбонатную почву проникнет раствор сернонатриевой соли из грунтовой воды, то осуществится реакция по уравнению:



следовательно, в растворе будет содержаться сода, которая может оказать токсическое влияние на культуру.

Воднорастворимые соли влияют токсически не только на высшие растения, но и на микробиологическую деятельность почвы. Воздействуя угнетающе на микробиологическую деятельность почвы, соли могут существенно нарушить пищевой режим культуры и, следовательно, действовать на нее отрицательно этим косвенным путем.

Динамика вредных воднорастворимых солей, а также динамика питательных элементов в почве может быть широко регу-

лируема с помощью агротехники и рациональных поливных режимов. Одно и то же растение всегда оказывается гораздо более солеустойчивым при хорошем питании, чем при плохом. Поэтому создание и поддержание структуры почвы, правильная система удобрения и обработки могут существенно повысить солеустойчивость культур.

При каждом данном весовом содержании солей в почве рациональным поливным режимом можно широко регулировать концентрацию почвенного раствора. Так, например, при редких поливах концентрация раствора за межполивной период будет колебаться в большой мере и в конце межполивного периода может достичь токсических величин. Наоборот, при относительно частых поливах рациональными нормами можно в течение всей вегетации поддерживать концентрации солей ниже токсических.

Влияние климатических условий. В настоящее время можно считать, что в более влажном климате допустимы, повидимому, несколько больших величины засоления, чем в климате сухом. Так, например, в условиях резко континентального климата Средней Азии, в Голодной степи, культура хлопчатника считается невозможной при содержании всех солей свыше 0,3—0,4%. Вместе с тем в близких почвенных условиях Закавказья (Мугань), но отличающихся существенно от среднеазиатских значительно большей влажностью, хлопчатник в ряде случаев успешно развивается при степени засоления 0,5—0,7%.

Возможно предположить, что общей причиной повышенной солевыносливости растений в более влажных районах является повышенная степень влажности воздуха, пониженная транспирация и, следовательно, меньшее поступление солей в ткани растения.

Местные классификации степеней засоления. Резюмируя все вышеизложенное о взаимодействии между растениями и солями почвы, необходимо констатировать, что в основе их лежат некоторые общие физиологические закономерности, однако в практике они самым серьезным образом модифицируются местными почвенными, хозяйственными и частью климатическими условиями. Практический вопрос о так называемых нормах допустимого засоления, что одновременно означает и вопрос о нормах мелиорирования засоленных почв, должен решаться, по возможности, на основе местных районных данных.

В качестве примеров таких местных оценок засоления ниже приводятся таблицы для хлопковой зоны Средней Азии и двух ее отдельных районов (табл. 21 и 22).

Большое различие в величине плотного остатка объясняется преобладанием в солончаках Ферганы сернокислых, менее вредных солей. Оценка по количеству хлора остается для обоих районов одинаковой.

Классификация степени засоления почвы хлопковой зоны Средней Азии (СоюзНИХИ)

Группы	Плотный остаток (в %)	Cl' (в %)	Степень засоления
1	Меньше 0,3	Меньше 0,01	Незасоленные
2	Меньше 0,3	0,01—0,10	Слабозасоленные
2а	0,3—1,0	Меньше 0,01	»
3	0,3—1,0	0,01—0,10	Среднезасоленные
3а	1,0—2,0	Меньше 0,01	»
4	0,3—1,0	Больше 0,10	Сильнозасоленные
4а	2,0—3,0	Меньше 0,10	»
5	2,0—3,0	Больше 0,10	Солончаки
5а	Больше 3,0	Любое количество	»

Классификация степени засоления почвы для Голодной степи и Ферганы (Б. В. Федоров)

№ бал- лов	Классификация	Плотный остаток (в %)		Cl' (в %)		SO ₄ (в %)	
		пределы	сред- нее	пределы	сред- нее	пределы	сред- нее

Г о л о д н а я с т е п ь

1	Слабозасоленная . .	0,4—0,8	0,6	0,01—0,04	0,025	0,15—0,3	0,23
2	Среднезасоленная .	0,8—1,2	1,0	0,04—0,10	0,07	0,3 —0,45	0,38
3	Засоленная	1,2—1,6	1,4	0,1 —0,2	0,15	0,45—0,6	0,53
4	Сильнозасоленная .	1,6—2,0	1,8	0,2 —0,3	0,25	0,6 —0,8	0,7
5	Солончак	2,0—2,50	2,25	0,3 —0,4	0,35	0,8 —1,0	0,9

Ф е р г а н а

1	Слабозасоленная . .	1,0—1,8	1,4	0,01—0,04	0,025	0,5—1,0	0,7
2	Среднезасоленная .	2,2—3,0	2,6	0,04—0,10	0,07	1,0—1,5	1,2
3	Засоленная	2,6—3,6	3,1	0,1 —0,2	0,15	1,5—1,8	1,6
4	Сильнозасоленная .	3,8—4,9	4,3	0,2 —0,3	0,25	1,8—2,4	2,1
5	Солончак	3,8—4,9	3,6	0,3 —0,4	0,35	—	1,9

Классификация засоленных почв по анионам, катионам и морфологическим признакам. Наиболее распространенной является классификация солончаков по характеру анионов их солей. Соответственно этому различают солончаки: 1) хлоридные — когда в составе солей преобладают хлористые соли всех металлов, а практически главным образом NaCl; 2) сульфатные — когда преобладают сернокислые соли и среди них главным образом Na₂SO₄; 3) карбонатные — когда в составе солей заметное участие принимает сода. В общем почвоведении иногда карбонатными солончаками называют почвы, содержащие в себе вообще углекислые соли и, в частности, известь. Так как известь не является вредной солью, в сельскохозяйственной и мелиоратив-

ной практике название карбонатных солончаков присваивается только почвам, содержащим соду.

Для характеристики различных типов солончаков приводим результаты нескольких анализов (табл. 23, 24 и 25).

Т а б л и ц а 23

Хлоридный солончак из Мугани (Закавказье)

Горизонты (в см)	Сухой остаток	Прокаленный остаток	Na_2CO_3	Cl'	SO_4''
	в процентах				
0—5	6,233	5,278	0,0036	2,251	0,565
5—10	2,728	2,320	0,0021	0,935	0,295
10—17	1,823	1,577	0,0025	0,687	0,079
20—40	0,872	0,792	0,0043	0,321	0,065
50—70	0,557	0,517	0,0049	0,160	0,108
90—100	0,953	0,868	0,0025	0,350	0,141

В этом случае ион хлора резко преобладает над серной кислотой по всему разрезу.

Т а б л и ц а 24

**Сульфатный солончак Сыр-Дарьинской области
(Средняя Азия)**

Горизонт (в см)	Сухой остаток	Общая щелочность	CaO	MgO	Cl'	SO_4''
	в процентах					
1—4	5,3690	0,0304	0,1126	0,0078	0,0310	3,540
10—20	1,9820	0,0190	0,1107	0,0343	0,5821	0,652
103—110	0,7900	0,0247	0,0114	0,0079	0,2671	0,401
130—140	0,3780	0,0270	0,0049	0,0055	0,1331	0,018

В верхнем горизонте этого разреза доминирует ион SO_4'' , и, следовательно, он типично сульфатный.

В нижнем горизонте резко преобладает ион хлора, и засоление этого горизонта типично хлоридное.

Т а б л и ц а 25

Содовый солончак из Фресно (Калифорния)

Горизонт (в см)	CO_3''	Cl'	Ca''
	в процентах		
0—12	0,0253	0,0248	Следы
12—24	0,0116	0,0256	»
24—36	0,0143	0,0227	»
36—48	0,0110	0,0250	»

В этом солончаке сода показана ионом CO_3' . Несмотря на кажущееся незначительное абсолютное количество здесь соды (всего 0,0253%), солончаки этого типа оказались чрезвычайно

тяжелыми объектами мелиорации. Ниже мы этот опыт Калифорнии будем анализировать подробно.

Многие солончаки несут в себе такую смесь солей, которая не позволяет отнести их к чисто хлоридным или чисто сульфатным. В таких случаях им дают название хлоридно-сульфатных или сульфатно-хлоридных. Второе слово при таком обозначении означает существенную примесь к господствующей соли.

Классификация почвы по анионам имеет по преимуществу агрономическое значение, поскольку эти группы солей обладают существенно различной токсичностью по отношению к растениям.

С точки зрения мелиоративной гораздо большее значение имеет *классификация засоления по характеру катионов солей*. По этому признаку можно различать солончаки: 1) натриевые (преобладает ион Na^+), 2) магниевые и 3) кальциевые.

Значение этого классификационного признака заключается в том, что воднорастворимые соли реагируют химически с коллоидным комплексом почвы и последний получается насыщенным или натрием, или одним из щелочноземельных катионов (Mg^{++} или Ca^{++}). При насыщении натрием водно-физические свойства почвы резко ухудшаются, получается почва, носящая название «солонец» (см. раздел «Солонцы», стр. 166). Во втором случае поглощающий комплекс почвы остается нормальным.

В практике весьма часто различают солончаки: 1) пухлые, 2) мокрые и 3) черные. Эти признаки чисто внешние, морфологические, которые легко замечаются при наблюдении солончаков в природе. Однако этот внешний вид солончака связан теснейшим образом с его химической природой, и потому эта классификация имеет практическое значение для предварительной ориентировки в поле относительно характера засоления.

Пухлые солончаки характеризуются тем, что поверхностный горизонт их, мощностью иногда до 5—7 см, представляет собой совершенно сухую, рыхлую, пылеватую массу, в которой тонет нога при ходьбе. Образованию такого горизонта способствует наличие больших количеств частиц хлористого, а главным образом сернокислого натрия, который, кристаллизуясь с большим количеством частиц воды (в форме $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), во-первых, иссушает почву, а во-вторых, механически ее разрыхляет. Таким образом, *пухлые солончаки — это по преимуществу солончаки сульфатные*.

Мокрые солончаки внешне отличаются от пухлых тем, что они не имеют верхнего рыхлого слоя. Наоборот, поверхность их обычно плотная, связная, сырая, часто темного цвета. В очень сухие периоды на поверхности образуется плотная хрустящая корка солей. Такой характер поверхности почвы часто указывает на присутствие в ее составе солей хлористого кальция (CaCl_2) или магниевых солей (MgCl_2 и MgSO_4). Все эти соли характеризуются очень большой гигроскопичностью, что и определяет собой постоянно влажное состояние солончака.

Черные солончаки напоминают по внешнему виду солончаки мокрые, но отличаются от них темным цветом своей поверхности. После дождей или полива на таких солончаках стоят лужи темной жидкости, которая совсем не впитывается в почву, а исчезает лишь в результате испарения. Эти свойства солончака определяются присутствием в составе солей соды, которая растворяет гумус почвы и обуславливает темный цвет раствора, а с другой стороны, сода резко диспергирует почву и делает ее слабо водопроницаемой. Таким образом, черные солончаки есть в известной мере синоним солончаков содовых.

Происхождение солей и процессы образования засоленных почв

Источники простых солей. На земной поверхности имеются два общих источника происхождения простых солей, — это процессы выветривания и вулканическая деятельность.

Выше, в главе о химическом выветривании, были показаны некоторые случаи образования серноокислых и углекислых солей.

Кроме того, в породах имеется ряд минералов, которые содержат в своем составе хлористый или серноокислый натрий в готовом виде. Таковы например:

содалит $3\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{NaCl}$;
 позеан $3\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4$;
 гаюин . . $3(\text{Na}_2\text{Ca})\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot 2(\text{Na}_2\text{Ca})\text{SO}_4$.

При выветривании этих минералов освобождаются соответствующие хлористые или серноокислые соли.

Общее содержание ионов хлора и серы в отдельных элементах земной коры может быть охарактеризовано следующими цифрами.

Изверженные породы содержат в себе в среднем: хлора (Cl) от 0,02 (гранит) до 0,70% (лейцитито-содалитовые породы); серы (S), не считая сернистых металлов, от 0,01 до 0,08%.

Осадочные породы содержат в себе в среднем хлора от 0,01 до 0,02% и серы от 0,07 до 0,09%.

Процессы выветривания всех этих пород и освобождают постепенно хлор и серу с образованием хлористых и серноокислых солей.

Вторым источником появления простых солей на поверхности земли является вулканическая деятельность. При извержениях вулканов выделяются непосредственно соляная кислота (HCl), газообразный хлор и различные окислы серы. Все последние соединения, взаимодействуя с породами, вытесняют из них основания и дают простые хлористые или серноокислые соли.

Среднее содержание некоторых химических элементов в земной оболочке в целом (в процентах) выражается следующими цифрами:

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
O	Si	Al	Fe	Ca	Na	K	Mg	H	Ti	C	Cl	S
49,5	25,7	7,5	4,7	3,4	2,6	2,4	2,0	1,0	0,5	0,4	0,2	0,15

Таким образом, из всех известных элементов только 11 находятся в составе земной оболочки в количествах, больших, чем количество хлора и серы.

Распределение хлора и серы в твердой и жидкой (водной) частях земной коры оказывается весьма неравномерным, а именно:

	Твердая оболочка	Жидкая оболочка
Содержание хлора (в %) . . .	0,06—0,07	2,07
» серы (в %) . . .	0,10—0,11	0,09

Из этой таблицы видно, что относительная концентрация в воде очень резко повышена для Cl' , тогда как концентрации SO_4'' в твердой и жидкой частях земной коры близки одна к другой. Учитывая, что на долю воды приходится 5,36%, а на долю твердой части 94,64% веса всей земной коры, оказывается, что абсолютные запасы серы в главной своей массе находятся в твердой части земной коры, тогда как запасов хлора примерно в полтора раза больше в воде.

Из изложенного следует, что общие запасы хлора и серы на земном шаре громадны, однако в твердой оболочке земной коры они находятся в весьма рассеянном состоянии. Поэтому для образования засоленных почв должен реализоваться цикл перераспределения этих солей по земной поверхности и аккумуляции их на локальных территориях.

Перераспределение солей по земной поверхности и процессы образования засоленных почв. Вопросы перераспределения солей по земной поверхности, иначе говоря, пути образования засоленных почв, или их генезис, имеют первостепенное практическое значение в мелиорации. Как общий принцип, нужно считать, что задача рациональной организации борьбы с засолением почв заключается не столько в устранении уже имеющихся солей (это всего лишь первая и часто элементарная задача), сколько в борьбе с источниками засоления, т. е. в предупреждении засоления.

При устранении источника засоления или, по крайней мере, ослаблении его, эффект технических мероприятий будет прочным, устойчивым, а не эфемерным. Поэтому для рациональной организации технических мероприятий по предупреждению засоления и борьбе с ним в первую очередь необходимо знать условия возникновения засоления и стадию его развития. Каждый солончак проходит длинную, иногда геологическую, историю своего развития и в каждый данный момент времени он переживает или стадию роста, или состояние более или менее стабильного равновесия, или, наконец, стадию отмирания, т. е. естественного рассолонения ввиду изменившихся общих физико-географических условий его залегания. Только зная историю данного солончака, можно достаточно полно и рационально использовать все его индивидуальные физико-химические характеристики для эффективной борьбы с имеющимся засолением и для коренного устранения самих источников засоления.

Две группы факторов являются основными в процессах перераспределения солей по земной поверхности. Это: 1) воды поверхностные и грунтовые и 2) движение атмосферы, ветер (импульвезиризация солей).

Перераспределение солей в толще почвы по геоморфологическим и топографическим элементам с поверхностной и грунтовой водой. Общее значение воды как фактора перераспределения солей заключается в ее большой растворяющей способности и подвижности солевых растворов.

Основная элементарная схема явления заключается в следующем. Представим себе обычный геоморфологический профиль части поверхности земли (рис. 26), состоящий из водораздельного

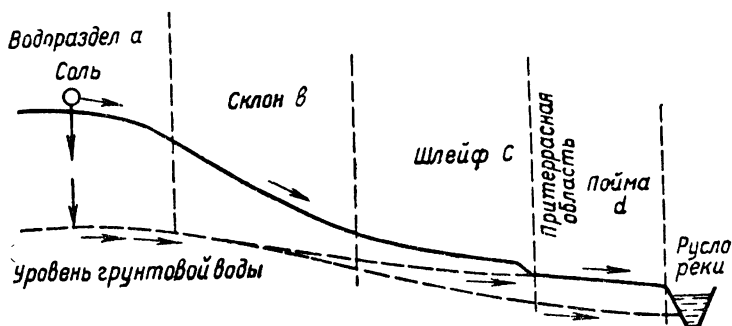


Рис. 26. Схема перераспределения солей по геоморфологическому и топографическому профилю.

пространства (а), основного склона (б), шлейфа склона с малым уклоном (с) и местного базиса эрозии в виде речной долины (пойма д и русло реки).

Допустим, что на поверхности водораздела (или на всей поверхности земли) появляется некоторое количество воднорастворимых солей.

Если на водораздел выпадут осадки, то они растворят соли, а затем этот солевой раствор начнет передвигаться по двум направлениям, указанным на чертеже стрелками: по поверхности земли в виде поверхностного стока и в толщу почвогрунта до уровня грунтовой воды, а затем с потоком последней к базису эрозии в виде так называемого внутреннего стока.

Если допустить, что количество осадков достаточно, то соль с водораздела обоими путями будет вынесена в реку и затем ее потоком в водоприемник, в общем случае в океан. Эта схема явления имеет всеобщее значение и ею определяется, в основном, соленость морских вод и местных замкнутых водоемов в виде озер. Однако практически далеко не при всех условиях солевой раствор, возникший на водоразделе, достигает своего общего базиса эрозии.

В зависимости от количества выпадающих осадков, условий поверхностного стока и испарения, физических и, в частности, фильтрационных свойств почвы, а также условий движения грунтовых вод солевой раствор может пройти только большую или меньшую часть всего пути, в силу чего общий эффект перераспределения солей может оказаться существенно различным.

Так, если нисходящий ток воды достигает уровня грунтовой воды, но эта последняя не имеет обеспеченного оттока, а представляет собой замкнутый подземный бассейн, то мы можем получить картину, часто наблюдающуюся в природе, когда достаточно выщелоченные почвы подстилаются соленой грунтовой водой.

Второй возможный вариант перераспределения солей будет осуществляться тогда, когда количество осадков недостаточно и фильтрационные воды не достигают уровня грунтовой воды.

В этом случае выщелоченная с поверхности соль будет вымыта на ту или иную глубину в толщу почвы и здесь будет фиксироваться. В результате получится обычный природный случай, когда выщелоченные поверхностные горизонты почвы подстилаются на той или иной глубине горизонтами засоленными. Такие почвы получили наименование «солончаковатых». В солончаковатых почвах может быть целый ряд перемежающихся максимумов и минимумов накопления солей.

Если количество осадков столь незначительно, что оно не в состоянии увлажнить поверхностные горизонты почвы выше величины их предельной влагоемкости, то мы будем иметь почву, засоленную уже с поверхности. Такие почвы принято называть «солончаковыми».

Одновременно с рассмотренным движением солевых растворов через толщу почвы к грунтовой воде обычно возникает и некоторый поверхностный сток от водораздела по склону к базису эрозии, в данном случае к реке. Этот поверхностный сток является мощным фактором перераспределения солей по геоморфологическим и топографическим элементам.

Если в данном районе количество осадков значительно, то солевые растворы достигают речного русла и уносятся потоком в основной водоприемник. В этом случае ни на каких элементах территории засоленных почв не возникает. Как только поверхностный сток начнет становиться недостаточным, солевой раствор будет в том или ином количестве задерживаться на одном из этапов своего пути, ближе или дальше от водораздела. В первую очередь такая задержка будет осуществляться на элементах рельефа с наименьшими уклонами, т. е. на шлейфе склона и в долине реки. Таким образом, именно на этих элементах рельефа будет прежде всего происходить аккумуляция солей, т. е. будут формироваться солончаковые почвы.

Кроме поверхностного стока, на данных элементах рельефа очень часто в том же направлении действуют и грунтовые воды. Обычное их залегание отмечено на схеме пунктирными линиями,

которые показывают, что грунтовые воды относительно глубоки на водоразделе, на склонах, и в пойме их зеркало становится более близким к поверхности и, наконец, они выклиниваются или в притеррасной части поймы или в русле реки.

Если, как это весьма часто бывает в природе, грунтовые воды выклиниваются в притеррасной части поймы, то вместе с ними сюда неизбежно поступают и те соли, которые содержатся в грунтовой воде. Здесь последние в той или иной мере испаряются и в результате происходит аккумуляция солей. Наблюдения в природе показывают, что области притеррасных пойм почти всегда являются областями скопления солей. В зависимости от климатических условий и, следовательно, характера минерализации грунтовой воды состав аккумулирующихся здесь солей может быть различным. Так, в северных широтах это область развития так называемых притеррасных болот со скоплением труднорастворимых солей — извести и вивианита (фосфорнокислая закись железа); в средних широтах к извести часто прибавляется гипс, а в широтах южных это всегда область развития наиболее злостных солончаков: сульфатных, хлоридных и даже содовых, в которых количества солей измеряются часто десятками процентов.

В области шлейфа склона и остальной части равнинной поймы влияние грунтовой воды также часто резко проявляется в форме капиллярного питания поверхности почвы. В зависимости от физико-географических условий это питание приводит к различным последствиям. В северных областях, где испарение незначительно, а грунтовые воды практически пресны, это капиллярное питание поверхности почвы приводит в ряде случаев к заболачиванию ее, поэтому область шлейфов склонов (частично пойм) на севере является областью широкого развития всякого рода заболоченных почв и требует осушительных мелиораций.

В южных областях испарение значительно более интенсивно, а грунтовые воды, как правило, содержат то или иное количество воднорастворимых солей. После испарения капиллярно поднятой воды соли остаются на поверхности почв и таким образом развиваются солончаки.

Значение капиллярного подъема солевых растворов во всех южных областях и в ирригационно-мелиоративной практике исключительно велико. Это можно видеть из следующего элементарного расчета.

В условиях, например, Средней Азии испарение со свободной водной поверхности за год достигает 1000 мм. При условии обеспеченной капиллярной подачи воды к поверхности почвы последняя может испарить то же количество, но для осторожности мы примем эту величину равной 500 мм. Допустим, что грунтовая вода содержит 10 г солей на 1 л воды, или 10 кг на 1 м³. Тогда, следовательно, в пересчете на площадь 1 га воды будет испарено 5000 м³, в которых содержалось 50 т солей. Допустим, что эти

соли распределились в 10-сантиметровом слое почвы *. Вес этого слоя на площади 1 га при объемном весе 1,2 равен $10\,000 \cdot 0,1 \cdot 1,2 = 1200$ т. Отнеся 50 т солей к этому весу, получим степень засоления, равную $\frac{50 \cdot 100}{1200} = 4,1\%$.

Эта величина показывает, что при данных принятых условиях уже через один год почва превращается в солончак, практически непригодный для сельскохозяйственного использования.

Приведенный элементарный расчет, конечно, нельзя прилагать к любым природным условиям, так как процессы идут значительно более сложно и разнообразно. Некоторые факторы, как, например, уменьшенная скорость капиллярного поднятия солей, выпадающие осадки и пр. замедляют темпы засоления, другие (и особенно степень минерализации грунтовой воды, измеряющаяся иногда величинами порядка 100 г солей на 1 л), наоборот, чрезвычайно форсируют процесс засоления почвы. Поэтому необходимо лишь учитывать, что в природе (как и в ирригационной практике) капиллярный подъем солей является одним из самых распространенных и самых мощных путей засоления и порчи почв.

В тех районах, где поверхностный сток с водораздела столь мал, что весь впитывается и испаряется на средних частях склонов, зона аккумуляции солей и, следовательно, зона солончаковых почв, поднимается от шлейфа все выше и выше по рельефу. В областях исключительной засушливости (в пустынях) солончаковые почвы могут захватывать и самый водораздел.

Изменения состава солевых растворов при их движении. При движении солевых растворов в толще почвы и по поверхности земли происходит изменение их первоначального состава за счет двух основных факторов: разной растворимости солей и химических реакций обмена.

Соли солончаков могут быть разбиты по своей растворимости на следующие три группы: 1) легкорастворимые — NaCl , Na_2SO_4 , Na_2CO_3 , NaHCO_3 , MgCl_2 , CaCl_2 , MgSO_4 ; 2) среднерастворимые — CaSO_4 и 3) труднорастворимые — MgCO_3 и CaCO_3 .

Если солевой раствор при своем движении через толщу почвы или по поверхности земли теряет часть воды на испарение, то концентрация его повышается. Очевидно, что при этом предел растворимости будет достигнут прежде всего солями труднорастворимыми, после чего они начнут выпадать в осадок и, таким образом, относительный состав солевого раствора изменится. В результате наиболее растворимые соли (преимущественно хлориды) как бы обгонят в своем движении соли труднорастворимые и передвинутся в толщу почвы глубже и по склону дальше от водораздела, к базису эрозии.

* Соли обычно перераспределяются в слое почвы во много раз большей толщены. — *Ред.*

При соприкосновении солевого раствора с твердой почвенной массой осуществляются многообразные реакции химического обмена, в результате которых состав раствора существенно изменяется. Например, при движении сернокислого натрия через карбонатную толщу будет осуществляться реакция $\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CaSO}_4$, в результате которой в грунтовой воде и у базиса эрозии может накапливаться сода.

В результате всех рассмотренных процессов порераспределения и изменения солевых растворов в природе имеют место определенные закономерности количественного и качественного распределения солей как по вертикальному профилю почвы, так и по геоморфологическим и топографическим элементам земной поверхности.

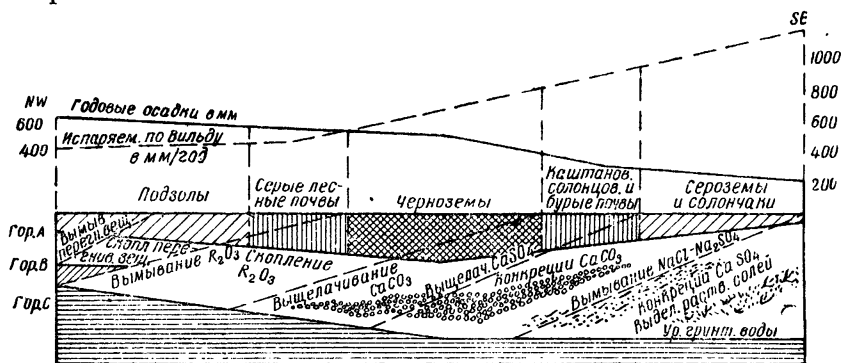


Рис. 27—28. Схема перераспределения солей по климатическому профилю.

Схема географических закономерностей распределения солей в почвах. Многочисленными наблюдениями установлено, что общей географической закономерностью распределения солей является следующая: на севере, где водный баланс положительный (т. е. величина осадков больше испарения), почвы наиболее выщелочены, по мере же движения на юг или юго-восток водный баланс становится все более и более отрицательным (т. е. количество осадков становится меньшим, чем величина испарения) и соответственно этому количество солей в почвах все более возрастает. При переходе в области влажных субтропиков и тропиков водный баланс становится вновь положительным, и почвы оказываются выщелоченными часто даже более значительно, чем на севере.

Этого рода закономерность хорошо выражена на обширном протяжении равнинной части Советского Союза, например по линии, проведенной от Ленинграда на юго-восток до г. Турткуля в низовьях р. Аму-Дарьи (рис. 27—28, С. А. Захаров).

На рисунке видно, что в северной зоне подзолов все простые соли вымыты и выщелачиванием затронуты даже полутораокси (R_2O_3). В зоне черноземов полутораокси выщелачиванием не затронуты, известь вымыта незначительно. Несколько глубже вымыт гипс и еще глубже натриевые соли. В наиболее южной зоне сероземов известь практически не затронута выщелачиванием, а натриевые соли вымыты лишь из самых верхних горизонтов почвы.

В пределах каждой почвенной и физико-географической зоны качественный и количественный характер засоления дифференцируется по направлению водостоков и по топографическим элементам.

Так, если проследить засоление по любому речному бассейну (Дон, Волга, Кура и т. д.), то окажется, что в верхних частях его засоление почвы наименьшее и оно представлено труднорастворимыми солями, тогда как низовья (особенно дельты) засолены наиболее сильно и преимущественно хлориды.

В междуречных пространствах обычно наименее засолены высокие водораздельные территории, больше засолены шлейфы склонов и наибольшая аккумуляция солей присуща речным поймам, особенно в притеррасной их части.

И м п у л ь в е р и з а ц и я с о л е й. Под импульверизацией понимают перемещение солей ветром в виде твердой пыли или с атмосферными осадками.

В Советском Союзе попытка проследить выпадение на земную поверхность хлористых и сернокислых солей с атмосферными осадками принадлежит проф. Коссовичу. В этих целях он в период 1909—1911 гг. организовал систематический учет количества Cl' и SO''_4 , заключающихся в осадках, собираемых дождемерами на метеорологических станциях в следующих типичных районах: Павловск под Ленинградом, Бузулук в Заволжье, Шатиловская опытная станция Тульской области, Мариуполь на юге Украины и некоторых других местах.

В результате трехлетних наблюдений получены следующие данные о количестве Cl' в воде осадков:

Павловск (минимум)	1,46	мг	на	литр
Бузулук (максимум)	4,0	»	»	»
Шатиловская станция	2,23	»	»	»

Максимум Cl' в условиях Бузулука может быть связан с близостью пустынных засоленных степей Прикаспия, соли которых в виде тончайшей пыли разносятся ветрами и обогащают атмосферу.

В других районах обычно наблюдается закономерная связь количества Cl' с расстоянием от моря: чем ближе к последнему, тем хлора больше, что объясняется насыщенностью воздуха побережий морской водяной пылью. В некоторых районах американского материка эта закономерность отчетливо выражена линиями изохлор, параллельными береговой линии.

Абсолютные количества Cl' , выпадающего на побережьях, достигают иногда значительных величин. Так, в Гвардии (Испания) оно равно 31,2 мг на литр, т. е. в восемь раз больше, чем в Бузулуке.

Пересчет содержания Cl' в осадках в килограммах на гектар за год дает следующие ориентировочные цифры:

Павловск	8 кг
В среднем по станциям Европейской части Советского Союза	10—25 кг
Гвардия	447 кг

Для SO_4'' по тем же районам получены следующие величины:

Павловск	3,11 мг на литр
Бузулук	2,06 » » »
Шатиловская станция	1,93 » » »
Мариуполь	от 14,17 до 90,2 мг на литр

Сильно повышенная цифра для Мариуполя объясняется, повидимому, тем, что в этом районе сжигалось много сернистых соединений, которые в виде окислов и обогащали атмосферу.

Количества SO_4'' , выпадающей за год на гектар, измеряются величинами порядка 10 кг в среднем и до 80 кг в условиях фабрично-заводских районов.

Если принять, что в среднем выпадает на гектар за год суммарно 20 кг солей, то для засоления, например, 1-метровой толщи почвы всего до 0,05% потребуется не менее 600 лет, при условии, что все выпавшие соли остаются в почве и не выщелачиваются и не смываются осадками.

Многолетними наблюдениями в лизиметрах с монолитами в условиях Ротамстедской опытной станции (Англия) установлено, что в общем ежегодно с фильтрующимися водами выносятся все то количество солей, которое поступает на поверхность почвы. В более сухих условиях баланс солей будет иным, но тем не менее и здесь вынос всюду представляет существенную величину.

На основании этого с практической точки зрения можно считать, что процессы импัลверизации являются всеобщими, но имеют больше геологическое, чем непосредственное значение для засоления почвы. В частных случаях, вблизи мощных солевых источников (например, морей) импัลверизация может приобрести и непосредственное практическое значение.

Другая форма импัลверизации осуществляется в виде переноса и отложения сухой солевой пыли. Так, например, в Средней Азии и Закавказье отмечены случаи, когда с тяжелых глинистых почв (такыров) выцветы солей сдуваются ветром, и почвы таким образом как бы последовательно рассоляются. Вероятно, эти соли оказываются на соседних территориях, и, следовательно, этот процесс может иметь некоторое местное значение.

Местные источники засоления. Иногда существенную роль в засолении играют местные источники, которые могут вызвать развитие солончаков в местообитаниях, обычно им несвойственных. В качестве таких местных источников засоления выступают обычно выходы коренных морских или озерных соленосных отложений.

В предгорных районах существенное влияние на почвенный покров равнин оказывает характер слагающих горы пород.

В случае, когда горы сложены соленосными породами, сбегаящие с них воды как поверхностные, так и подземные оказываются обогащенными солями, а соответственно этому и почвенный покров предгорной равнины неизбежно испытывает в той или иной мере засоление. Иногда это явление может проявляться на широком фронте всей предгорной равнины, в других же случаях оно бывает узко локальным, приурочиваясь лишь к отдельным выходам поверхностных или подземных вод.

Засоление почв при орошении и осушении

В практике имеют место случаи, когда почвы незасоленные или засоленные очень слабо в результате неправильного орошения или осушения превращаются в солончаки, непригодные к сельскохозяйственному использованию без дополнительных специальных мероприятий по рассолонению их. Эти явления так называемого *вторичного засоления* (после мелиорирования) наиболее широко проявляются при орошении.

Вторичное засоление почв при орошении может осуществляться в результате:

- 1) подъема уровня минерализованных грунтовых вод близко к корнеобитаемой зоне почвы или образования здесь верховодки;
- 2) перераспределения солевых запасов глубоких горизонтов почв в корнеобитаемые горизонты без общего подъема грунтовых вод;
- 3) накопления солей в корнеобитаемых горизонтах почвы при употреблении для орошения минерализованной воды.

Засоление, связанное с подъемом уровня грунтовых вод при орошении. Наиболее частой и наиболее серьезной причиной вторичного засоления почв является подъем уровня минерализованных грунтовых вод до так называемого *критического* уровня.

Критическим уровнем грунтовых вод вообще называют такую глубину их залегания, при которой капиллярные токи достигают корнеобитаемой зоны и могут ее засолить. Следовательно, критический уровень определяется в первую очередь капиллярными свойствами почв; так, для почв глинистого состава критический уровень будет находиться на глубине 3—4 м от поверхности земли, а для почв песчаных эта глубина может уменьшаться до 1 м.

Однако фактически величина критического уровня в серьезной степени изменяется в зависимости от конкретных условий существования поля, которые определяют энергию движения солевых капиллярных токов. Так, при структурной почве и под пологом травы энергия капиллярных токов в чрезвычайной степени снижается, и, следовательно, глубина критического уровня уменьшается. Наоборот, в бесструктурных почвах и на открытом

поле критический уровень становится максимальным. Критический уровень при одних и тех же почвенных условиях тем меньше, чем больше минерализация грунтовой воды. Наконец, критический уровень в высокой степени зависит от общего уровня агротехники и поливного режима, с помощью которого можно регулировать энергию капиллярных токов и, следовательно, предотвращать соленакопление.

Подъем уровня грунтовых вод на данной территории после ее орошения вызывается коренным изменением приходных и расходных статей баланса грунтовых вод по сравнению с их величинами до орошения.

В природной обстановке установившийся средний годовой уровень грунтовых вод определенной территории обуславливается равенством приходных и расходных статей баланса, что может быть выражено следующим схематическим уравнением:

$$A_{\phi} + K_{\pi} + q = E + T + Q_{\tau},$$

где A_{ϕ} — доля годовых атмосферных осадков, просачивающаяся в грунтовые воды;

K_{π} — приход грунтовых вод за счет конденсационных процессов;

q — приток грунтовых вод с соседних территорий;

E — расход грунтовых вод на испарение в атмосферу;

T — расход грунтовых вод на транспирацию растений;

Q_{τ} — отток грунтовых вод на соседние территории или в водоприемник.

В течение отдельных сезонов года все элементы баланса меняются, в силу чего испытывают периодические сезонные колебания и уровни грунтовых вод, но для каждой данной территории эти сезонные колебания лежат обычно около некоторого определенного среднего уровня.

Если на территорию дано орошение, то в приходе-расходных элементах баланса грунтовых вод происходят следующие существенные изменения: в приходной части появляются два новых слагающих — фильтрационные потери из каналов и фильтрационные потери оросительной воды на полях. В расходной части можно считать, что величина T исчезает, так как она компенсируется поливными нормами, а величина E по той же причине, по крайней мере, сильно снижается (суммарные потери на испарение с поверхности почвы при орошении значительно увеличиваются, но это происходит за счет поверхностных оросительных вод).

В результате этих изменений элементов баланса уровень грунтовых вод повышается. Размер этого повышения зависит от величины оттока грунтовых вод Q_{τ} . При исключительно хорошей естественной дренированности данной территории (например, при близком залегании галечников и хорошем водоприемнике) увеличенный приход грунтовых вод может быть почти пол-

ностью компенсирован увеличением оттока, и повышение уровня грунтовых вод окажется незначительным.

Наоборот, в случаях отсутствия оттока ($Q_T = 0$, бессточный грунтовый бассейн) повышение уровня грунтовых вод будет осуществляться прямо пропорционально всей сумме новых приходных статей баланса и уменьшению статей расхода. В случаях промежуточных, при наличии некоторого ограниченного оттока, уровень грунтовых вод установится на некотором новом, повышенном базисе равновесия, соответствующем соотношению скорости притока фильтрационных вод и новой величины грунтового потока при повышенном его напоре. Очевидно, что, установив надлежащими исследованиями вероятную величину расхода грунтового потока и зная проектную (или фактическую) величину

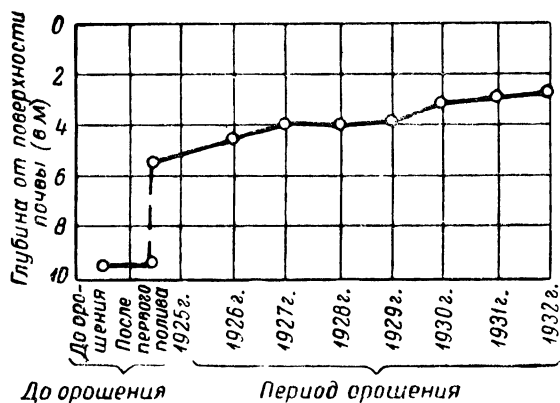


Рис. 29. Глубина грунтовых вод по годам до и после орошения в Голодной степи.

фициенте полезного действия (к. п. д.) системы 0,5 на поля доходит 5000 м^3 , около 4500 м^3 теряется на фильтрацию в каналах и около 500 м^3 испаряется со свободной водной поверхности каналов. Из общего количества воды, поступившей на поля, при неправильных поливных нормах, превышающих дефицит предельной влагоемкости ($\Pi - m$), теряется на фильтрацию от 10 до 40%.

Таким образом, можно принять, что в сумме ежегодно теряется на фильтрацию и поступает в грунтовые воды около 5000 м^3 на каждый гектар, что составляет слой воды в 0,5 м (здесь не принимаются в расчет дополнительные потери, связанные с плохой технической эксплуатацией сети, вызывающей прорывы дамб, разливы и пр.). Принимая, что подъем уровня грунтовых вод в среднем в 7 раз (для разных почв от 6 до 10 раз) больше слоя поступившей воды, получаем, что в условиях полного отсутствия оттока грунтовых вод уровень их должен подниматься ежегодно на 3,5 м.

Наблюдения в производственных условиях в общем подтверждают этот порядок величин. Так, в Голодной степи (рис. 29, Е. Г. Петров и Б. Коньков),

для характеристики масштаба происходящих при орошении изменений природных элементов баланса грунтовых вод может служить ориентировочный расчет. В хлопковой зоне в головах оросительных систем в среднем забирается на каждый гектар орошаемой площади около $10\,000 \text{ м}^3$ воды. При среднем коэф-

Для характеристики масштаба происходящих при орошении изменений природных элементов баланса грунтовых вод может служить ориентировочный расчет. В хлопковой зоне в головах оросительных систем в среднем забирается на каждый гектар орошаемой площади около $10\,000 \text{ м}^3$ воды. При среднем коэф-

* Подъема грунтовых вод можно избежать применением противофильтрационных мероприятий, упорядочением водопользования и применением рациональных способов и норм полива. — Ред.

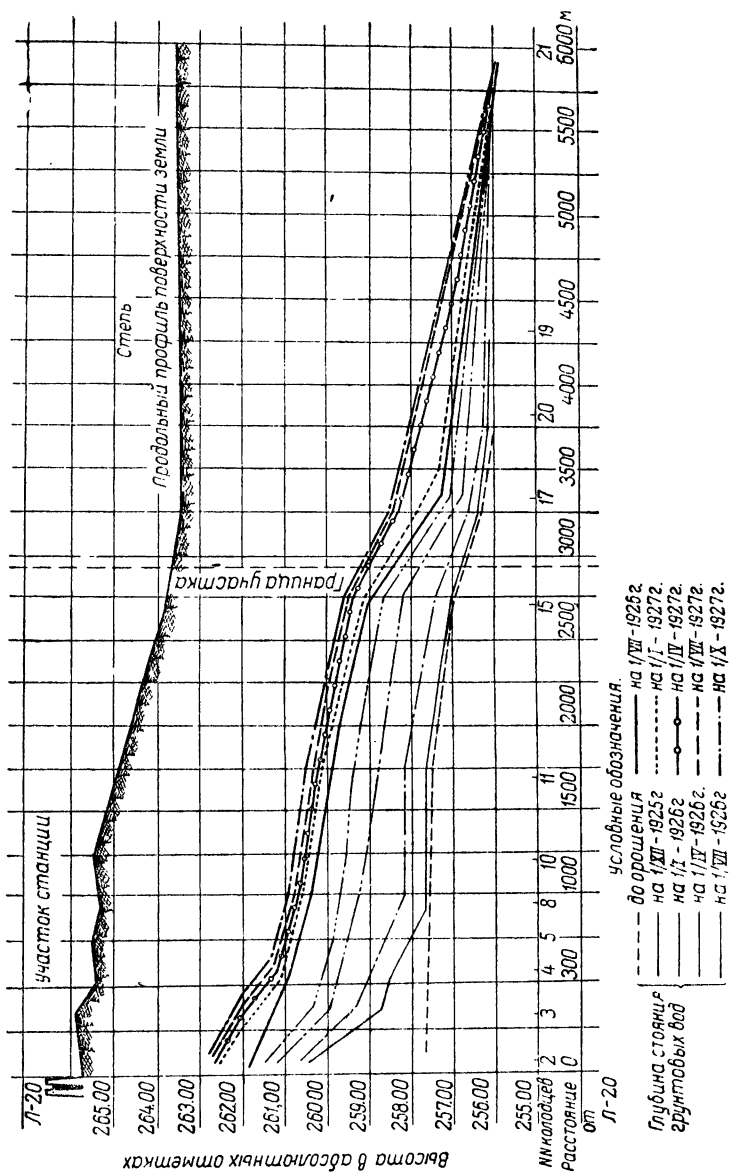


Рис. 30. Высота стояния грунтовых вод на участке Голодностенской опытно-оросительной станции за время с 20 апреля 1925 г. по 1 октября 1927 г.

в районе совхоза «Пахта-Арал», в первый год орошения грунтовые воды поднялись на 4—4,5 м, дальше темпы подъема сильно замедлились, но все же в 1932 г. уровень грунтовых вод стоял уже всего на глубине 2,5—3 м от поверхности вместо 9,5—10 м перед началом орошения. Замедление темпа подъема уровня грунтовых вод в последующие годы орошения обусловлено главным образом растеканием бугра грунтовых вод (рис. 30), а также усилением потерь на испарение. Того же порядка явления отмечены в совхозах «Баяут» (Н. Димо), «Кара-Чала» в Закавказье и в других аналогичных естественных исторических районах (характеристику районов см. по второй части).

В районах другого типа (например, Ташкентском), где грунтовые воды лежат в галечниках на глубине 20—40 м, вековое орошение вызвало их подъем до отстоков 5—10 м от поверхности, где и установилось новое равновесие.

Яркий пример, иллюстрирующий соотношение величин питания грунтовой воды за счет потерь на полях и в самой ирригационной системе, представляет Валуийская опытная станция (Заволжье, Ю. Лопато). Прямые измерения показали, что главное водохранилище теряет на фильтрацию от 3,6 до 7,5% своего объема воды, а запасное водохранилище от 12 до 28%. В сумме это дает 1500—2000 м³ в год. Определение потерь воды в сети показало, что они равны 64% количества воды, забираемой в голове канала. Суммарно здесь забирается около 7000 м³, что дает около 4500 м³ потерь. Следовательно, общая сумма потерь измеряется величиной 6000—6500 м³. На поля поступает 7000—4500 = 2500 м³. Так как не менее половины этого количества расходуется на транспирацию растений, то, следовательно, на питание грунтовых вод может пойти не более 1250 м³, или величина, по крайней мере в пять раз меньшая, чем за счет потерь в сети и водохранилищах.

В ряде случаев ирригационного строительства подъем уровня грунтовых вод вызывается гидротехническими подпорными сооружениями. Например, при постройке водохранилищ в степных равнинных районах (Северный Кавказ, Заволжье, Мургаб и др.) нередко кругом них, в полосе до 1 км ширины, грунтовые воды поднимались выше критического уровня.

Практически во всех случаях, когда в орошаемых районах грунтовые воды (минерализованные) поднимаются выше критического уровня, происходит энергичное засоление почв.

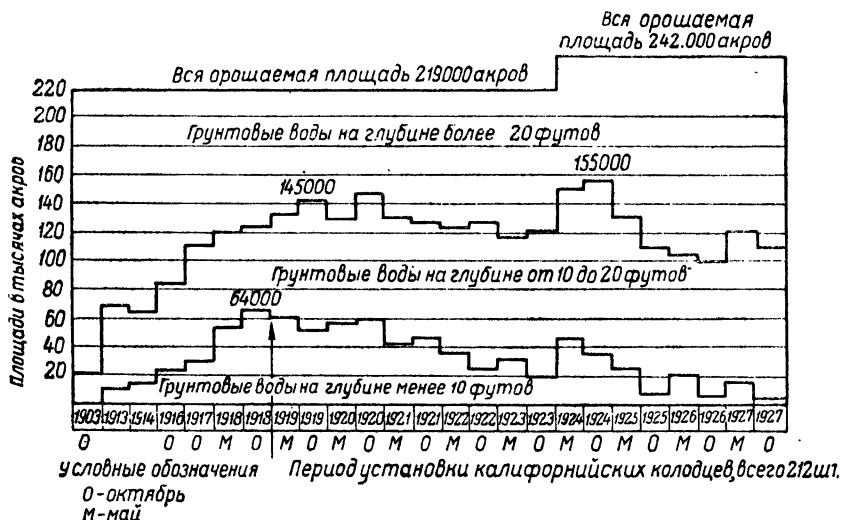


Рис. 31. Изменение площади с различной глубиной залегания грунтовых вод. Ирригационная система Salt River, Аризона, США (Скорняков-Нельсон).

Общий расчет возможного засоления капиллярными токами дан выше (стр. 101).

В качестве конкретных примеров могут быть названы следующие.

На системе Salt River, Аризона, США площади с грунтовыми водами выше критического уровня росли по годам следующим образом (рис. 31):

Годы	1903	1913	1914	1916	1917	1918
Площади (в акрах)	0	12 000	16 000	24 000	30 000	64 000

В совхозе «Пахта-Арал» на площади 6100 га после подъема грунтовых вод засоление развивалось по годам следующим образом: в 1925 г. — 0, в 1931 — 655 га и 1932 г. — 2003 га.

Из изложенного видно, что в орошаемых районах предотвращение подъема грунтовых вод до критического уровня является одним из главнейших мероприятий по предупреждению засоления почв.

Засоление без участия грунтовых вод. Засоление поверхностных горизонтов почвы за счет перераспределения солевых запасов более глубоких слоев может осуществляться тогда, когда промачивание почвы при поливах достигает этих солевых горизонтов. При подсыхании почвы после полива происходит передвижение солевого раствора вверх висячем четочном капилляре, как описано выше (стр. 74). Примером этого типа явления может служить передвижение по профилю сероземной почвы нитратов после полива (рис. 32, Жариков и Бородина).

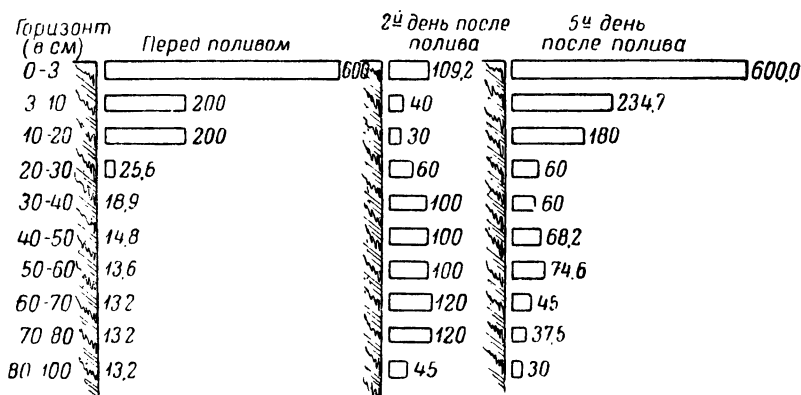


Рис. 32. Влияние полива на перераспределение нитратов в почве.

Как видно из рисунка, в течение 5 дней после полива очень энергичное перераспределение нитратов происходило в толще до 100 см.

Особенно резко перераспределение солей по профилю почв наблюдается тогда, когда соленосные горизонты оказываются менее водопроницаемыми или когда поле обладает микрорельефом. В первом случае избыточная поливная вода временно задерживается в соленосном менее водопроницаемом слое (обра-

зается как бы верховодка) и служит источником капиллярных солевых токов к поверхности почвы.

Во втором случае (при выраженном микрорельефе) после полива освобождаются от воды прежде всего бугорки, и они при подсыхании служат как бы фитилями, к которым направляются капиллярные солевые токи со всех окружающих мокрых понижений.

Для иллюстрации этого приведем один из случаев, изученных на Голодностепской опытной станции (Димо). На рисунке 33 показано солончаковое пятно на поле, занятом пшеницей, возникшее вокруг бугорка высотой 12 см при диаметре около 1,5 м; оно представляет собой голый глыбисто-комковатый участок. Это пятно окружено полосой пухлого солончака шириной 1—4 м, также совершенно без растительности.

На следующей полосе (III) шириной 1—2 м имеются единичные растения пшеницы. Полоса V характеризуется нормальным состоянием посевов. Распределение солей по этому профилю показано в таблице 26.

Т а б л и ц а 26

Распределение солей по профилю солончакового пятна

Номера площадок и характер поверхности	Глубина (в см)	Содержание воднорастворимых солей (в %)						
		NaCl	Na ₂ SO ₄	MgSO ₄	CaSO ₄	CaCO ₃	Na ₂ CO ₃	Сумма
Участок I Комья 0—3 см	0—3	2,0668	0,2729	0,3453	0,8791	0,0070	—	3,5711
	3—5	9,4246	2,9496	0,6069	0,8913	0,0010	—	13,8732
	5—18	0,2747	0,1379	0,0639	0,4641	0,0070	—	0,9476
	20—30	0,0716	0,0421	0,0072	0,0182	0,0050	0,0042	0,1483
	50—60	0,1673	0,0769	0,0108	0,0321	0,0090	0,0042	0,3003
Участок II Корка	0—0,5	1,9830	9,3649	0,1934	0,7630	0,0060	—	12,3103
	0,5—5	2,0546	0,4753	0,1548	0,7776	0,0114	—	3,4734
	5—18	0,3976	—	—	—	—	—	—
	20—30	0,1673	0,1007	0,0122	0,0243	0,0228	0,0032	0,3305
	50—60	0,0716	0,0680	0,0040	—	0,0114	0,0038	0,1588
Участок III Накипь	0,2—0,3	0,3226	0,2270	0,3279	0,7523	0,0030	—	1,6318
	0,2—5	0,0655	0,0263	0,0369	0,0729	0,0113	—	0,2156
	20—30	0,0537	0,0577	0,0159	0,0007	0,0226	—	0,1506
	50—60	0,0239	0,0352	0,0101	0,0010	0,0113	—	0,0815
Участок IV Накипь	0,1—0,3	0,1075	0,0206	0,3456	0,8136	—	0,0032	1,2906
	0,5—5	0,0697	0,4124	0,0855	0,0919	0,0226	—	0,6821
	10—18	0,0596	—	—	—	—	—	—
	20—30	0,1140	0,0196	0,0189	0,0173	0,0226	0,0032	0,1956
	50—60	0,0180	0,0272	0,0168	0,0148	0,0226	—	0,0994
Участок V	0—5	0,2270	—	0,0420	0,0617	0,0207	—	0,3514
	10—18	0,1988	—	—	—	—	—	—
	20—30	0,0180	0,0531	0,0231	0,0151	0,0276	—	0,1369
	50—60	0,0119	0,0506	0,0246	0,0049	0,0207	—	0,1127

Как видно из таблицы, на участке V засоление не превышало 0,35%, в то время как на участках I и II содержание солей составляло 12—14%.

Приведенные в таблице данные показывают, что при такой аккумуляции солей происходит и качественное изменение их состава.

При плохом уходе за полем количество засоленных пятен увеличивается столь значительно, что все поле становится непригодным для сельскохозяйственного использования.

Из изложенного видно, что в орошаемом хозяйстве самое тщательное выравнивание полей является мощным средством предупреждения засоления почв.

Засоление почв при использовании для орошения минерализованных вод. В практике установлено, что хорошая оросительная вода не должна содержать солей больше 0,5 г на 1 л; при минерализации до 1,5 г/л вода считается допустимой, при 3 г/л — опасной для использования. Содержание солей 4—6 г/л считается предельным.

Большие реки несут, как правило, пресную воду (табл. 27), и такая вода не может явиться источником засоления почв.

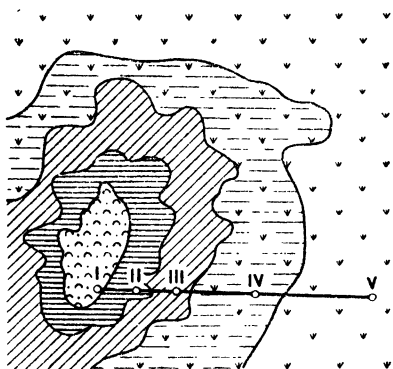


Рис. 33. Солончаковое пятно на поле пшеницы.

Т а б л и ц а 27

Количество солей в воде некоторых рек и водохранилищ
(в миллиграммах на 1 л воды)

Реки и водохранилища	Плотный остаток		Cl'		SO ₃ ''		K ₂ O		CaO		MgO		Na ₂ O	
	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето	зима	лето
Волга у Астрахани . . .	306	—	18	7	78	—	—	—	64	35	14	7	20	10
Сыр-Дарья	500	290	42	23	145	74	11	9	100	70	45	25	55	24
Аму-Дарья	530	320	110	50	103	68	12	8	120	78	28	17	90	40
Главное водохранилище Валуйской станции (1931 г.)	—	490	—	137	—	49	—	—	—	62	—	—	—	—
Запасное водохранилище Валуйской станции (1931 г.)	—	1176	—	333	—	145	—	—	—	—	—	—	—	—
Нил	205	166	17	6	29	18	10	15	52	44	10	10	13	6

Один из случаев засоления этого рода был отмечен в 1930 г. на Валульской мелиоративной станции (Заволжье, Ю. Лопато), где орошение пшеницы производилось из плесов р. Соленой Кубы, вода которой содержала от 3,652 до 4,568 г солей на 1 л и в том числе иона хлора от 1,175 до 1,485 г. Полученные результаты (рис. 34) свидетельствуют, что только в течение одного года накопление хлоридов в почве стало угрожающим.

Аналогичное явление зарегистрировано при орошении огородных земель у хутора Веселого на южном берегу р. Маныч и по р. Большой Егорлык. Оросительные воды здесь, пресные с весны, становятся солеными к осени (у Веселого 4,45 г и на Егорлыке 6,62 г на 1 л) *.

Увеличение засоления почв за два года орошения показано в таблице 28.

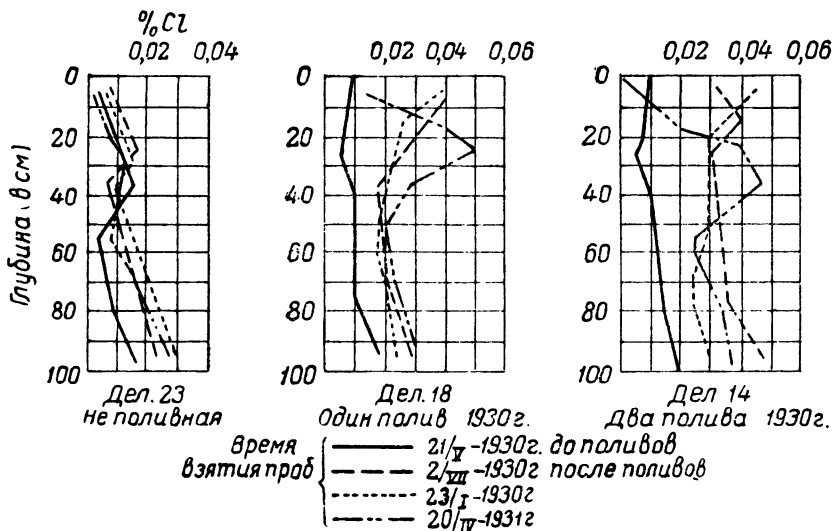


Рис. 34. Влияние поливов соленой водой на содержание и распространение иона хлора в метровом слое почвы.

Ввиду того что главный вред от орошения минерализованной водой заключается в последовательном накоплении солей в течение ряда лет, в практике часто оказывается возможным избежать этих вредных последствий на территориях, хорошо дренированных (естественно или искусственно), путем своевременной их промывки.

Кроме общей суммы минерализации воды, при ее оценке необходимо учитывать соотношение в ней катионов натрия и кальция.

По последним исследованиям Келли, при отношении $\frac{Na^+}{Ca^{++} + Mg^{++}} > 2$ становится уже заметным поглощение коллоидами почвы натрия (солонцовый процесс), что нежелательно.

* Эти данные относятся ко времени, когда еще не было построено Веселовское водохранилище. В настоящее время содержание солей в воде указанных рек уменьшилось до 1 г на 1 л. — *Ред.*

**Изменение в солевом составе почвы под влиянием
полива минерализованной водой**

Наименование и горизонты	Процент солей в водной вытяжке					
	CO'' ₃	HCO' ₃	SO'' ₃	Cl'	сухой остаток	минераль- ный остаток

Х у т о р «В е с е л ы й»

Не орошаемый участок						
Горизонт А—0—15 см	—	0,0297	0,0024	0,0012	0,0792	0,0360
» В ₂ —25—55 »	—	0,0293	0,0014	0,0014	0,0628	0,0340
» С	0,0011	0,0350	0,0010	0,0011	0,0596	0,0328
Капуста, 2-й год орошения						
Горизонт А ₁ + А ₂	—	0,0350	0,0720	0,0232	0,3036	0,2153
» В ₂	0,0011	0,0544	0,0251	0,0054	0,1739	0,1165
» С	—	0,0273	0,0567	0,0108	0,1824	0,1356

Е г о р л ы к

Целина						
Горизонт 0—25 см . . .	0,0	0,0211	0,0026	0,0107	0,0948	0,0430
» 45—60 » . . .	0,0	0,0126	0,0035	0,0100	0,0946	0,0400
» 60—70 » . . .	0,0	0,0348	0,0078	0,0158	0,1882	0,0126
Поливной участок						
Горизонт 0—15 см . . .	0,0	0,0264	0,1543	0,0654	0,4433	0,3920
» 20—30 » . . .	0,0	0,0253	0,0559	0,0278	0,1805	0,1680
» 57—70 » . . .	0,0	0,0253	0,1621	0,0278	0,3623	0,3436

Засоление при осушении минерализованных болот и пойм степных рек. Вторичное засоление может часто проявляться при неправильном освоении пойм степных рек (Днепр, Дон, Кубань, Волга и др.), подвергающихся длительным затоплениям. Практика защиты от затоплений путем обвалования показывает, что в ряде случаев обвалованные площади засоляются. Причина этого заключается в специфических почвенно-гидрогеологических условиях этих пойм, выражающихся в следующем.

Как известно, поймы рек являются *зонами аккумуляции солей*, выносимых с водоразделов поверхностным и грунтовым стоком. Эта аккумуляция обычно тем больше, чем засушливее климат, и возрастает, кроме того, от верховьев реки к ее дельте.

Когда пойма подвергается паводковому затоплению, то солевые запасы поймы частично смываются, а главным образом вымываются из верхних горизонтов почвы в более глубокие и в грунтовые воды. В силу этого почвы пойм степных рек обычно более или менее выщелочены в своих верхних горизонтах (заливные луга), тогда как нижние горизонты и грунтовые воды в той или иной степени минерализованы. Эта минерализация наиболее выражена в притеррасной пойме и в дельтовой области, причем

здесь же наиболее значительно концентрируются хлориды, а грунтовые воды стоят особенно близко к поверхности.

При обваловании таких территорий снижается промывное действие паводковых вод, грунтовые воды остаются близкими к поверхности, и потому капиллярные токи от них приобретают возможность засаливать корнеобитаемую толщу почвы.

Случаи такого засоления известны в пойме Дона, на Кубани (при забивке проток) и в Волго-Ахтубе при обваловании. Аналогично идет процесс и в естественной обстановке при выходе отдельных участков поймы из сферы разливов. Эти повышенные территории часто покрыты солончаками, а территории еще более высокие — солонцами, что свидетельствует о дальнейшей фазе эволюции, связанной уже с существенным понижением уровня грунтовой воды и выщелачиванием солей.

Таким образом, обвалование пойм степных рек, как общее правило, должно предусматривать одновременно и регулирование солевого режима почв. Эта задача может быть решена методами понижения уровня грунтовых вод ниже критического и организацией правильно построенного периодического лиманного или обычного постоянного орошения.

Издавна известен район широкого распространения засоленных болот лесостепной зоны Западной Сибири — Барабинская низменность (Бараба). В последние годы установлены значительные площади (до 300 000 га) засоленных болот по левым притокам р. Днепра на Северной Украине, а также отдельные массивы минерализованных болот в Горьковской, Ивановской и других областях.

При осушении таких болот обычными методами, обеспечивающими сброс поверхностных вод, но не понижающими в надлежащей мере уровень грунтовых вод, в ряде случаев наблюдается увеличение засоления осушенных почв, приводящее к угнетению не только культурной, но и дикой растительности. Это угнетение, а иногда и гибель, обуславливается следующими двумя причинами: а) после осушения уменьшается влажность почвы и, следовательно, повышается концентрация имеющегося солевого раствора; б) в результате сброса поверхностных вод капиллярные токи от грунтовых вод добавочно засаливают корнеобитаемую толщу.

Влияние засоления на физические свойства почв

Коагуляция илистых суспензий под влиянием электролитов. Явление коагуляции илистых суспензий под влиянием электролитов заключается в агрегации (свертывании) почвенных частиц и оседании их под действием электролитически диссоциирующих воднорастворимых солей. Причиной коагуляции служит уменьшение отрицательного заряда и степени гидратации почвенных частиц под влиянием заряда катиона соли и, следовательно, уменьшение сил взаимного отталкивания частиц.

Состояние коагуляции ила является вполне устойчивым, пока в растворе присутствует соль (электролит). При удалении прибавленной соли (например, промывкой на фильтрах) суспензия может возвратиться к своему исходному распыленному состоянию. Этот вид коагуляции является, следовательно, *процессом обратимым*. В тех случаях, когда катион соли вступает в химическое взаимодействие с поглощающим комплексом почвы (например, при действии солей железа, кальция и др.), коагуляция может стать *необратимой*.

Способность к коагуляции начинает проявляться у частиц размером около 0,01—0,2 мм, затем достигает своего максимального проявления в области коллоидальных степеней раздробления и вновь затухает по направлению к молекулярным растворам.

Коагуляция есть проявление следующих закономерностей.

а) Каждая соль начинает оказывать коагулирующее действие на суспензии лишь при некоторой минимальной концентрации, носящей название ее *электролитического порога коагуляции* (табл. 29).

Т а б л и ц а 29

Величина электролитического порога коагуляции (по Гедройцу)

Соли	Полное свертывание	Электролитический порог
Хлористый натрий:		
в N	0,125—0,05	0,025—0,0125
в %	0,725—0,290	0,145—0,0725
Хлористый кальций, магний, водород (CaCl ₂ , MgCl ₂ , HCl):		
в N	0,005 —0,0025	0,00125—0,0005
в %	0,0275—0,0138	0,006 —0,00275

б) Электролитический порог каждой соли изменяется в зависимости от химических свойств почвенной суспензии, ее концентрации и размера почвенных частиц. Увеличение концентрации суспензии и увеличение размеров частиц обычно ускоряет коагуляцию (К. К. Гедройц).

Примерный размер частиц (в мм)	Характер оседания через 3 часа при действии хлористого натрия
0,001	Полное оседание
0,0006	Слабое »
0,0004	Оседания нет

в) Различие величин порога коагуляции разных солей определяется следующими закономерностями: коагулирующее дей-

стве катиона возрастает с увеличением его валентности, а в пределах группы одной валентности возрастает с атомным весом элементов. Так, в одном из опытов К. К. Гедройца были получены следующие относительные величины коагулирующей способности различных сернокислых солей в суспензии каолина.

Катионы	H ⁺	Al ⁺⁺⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺
Относительная коагулирующая сила	20	20	< 5	> 5	> 1	0,5

В этом ряду исключением из общего правила является водород, который обычно ведет себя как коагулятор, аналогично двух- и трехвалентным катионам.

Действие смесей солей проявляется следующим образом. При смешении равновалентных солей оно суммируется, при смешении разновалентных — оказывается меньшим суммы. Исключением из этого правила является прибавка к любой соли иона водорода (кислоты). Последний даже в очень малых дозах резко повышает коагулирующее действие соли.

г) Своеобразно ведут себя как коагулянты сильные щелочи (NaOH, Na₂CO₃, Ca(OH)₂). При концентрациях выше электролитического порога действие их на суспензии оказывается мало отличающимся от соответствующих хлористых солей. Однако в весьма малых концентрациях действие этих солей оказывается прямо противоположным, т. е. *не коагулирующим*, а *стабилизирующим*. Так, в одном из опытов раствор NaCl в концентрации 0,015N давал полное осаждение суспензии, при прибавлении же добавочно раствора NaOH в концентрациях 0,005N и 0,00025N осаждение полностью предотвращалось и только при понижении концентрации NaOH до величины 0,00005N появились вновь следы осаждения.

Причина такого своеобразного поведения щелочных солей заключается в сильном отрицательном заряде гидроксильного иона OH⁻, который увеличивает отрицательный заряд суспензии и тем повышает ее стабильность.

Значение явлений коагуляции в мелиоративной практике многообразно.

Коагуляция есть укрупнение агрегатного состава почвы, и потому она увеличивает коэффициент фильтрации.

А. Н. Розанов для почв Куйган-Яра (Фергана) дает следующие цифры фильтрации по наблюдениям в монолитах размером 16 × 10 см (табл. 30).

Поскольку явления коагуляции обратимы, постольку они служат мощным фактором общей динамики коэффициента фильтрации почв. При всех мелиоративных расчетах, относящихся к засоленным почвам (например, дренаж солончаков, фильтрация через дамбы и плотины и пр.), с этим фактором необходимо считаться.

Скорость фильтрации в зависимости от засоления почв

Механический состав почв	Число наблюдений	Фильтрация (в см ³ в 1 час) на 1 см ²	
		средняя	пределы
Глины средние и легкие, незасоленные	10	1,31	0,24— 2,51
То же, засоленные	8	1,91	0,35— 3,68
Суглинки незасоленные	5	2,10	0,55— 3,76
То же, засоленные	4	8,80	5,03—13,22

Серьезное значение явления коагуляции имеют не только в почвах, но также и в открытых потоках и различных водоемах. Все водотоки, как известно, несут в себе временно или постоянно взвешенные наносы. Оседание их как в русле, так и в долине очень часто связано с явлением коагуляции.

Например, формирование так называемой зернистой поймы (см. стр. 288) связывается с коагуляцией паводковых илов солями, поступающими в пойму с грунтовыми водами (В. Р. Вильямс).

Бризель в Северной Америке изучал динамику наносов в р. Колорадо в связи с изменением солевого режима воды на разных участках ее течения и пришел к выводу, что явления коагуляции, или дисперсации, илов имеют крупнейшее значение в формировании как русла реки, так и всей долины в целом.

Воды ирригационных каналов несут в себе обычно значительное количество ила. Оседание его и заиливание каналов в ряде случаев связаны с явлениями коагуляции. Поэтому расчет так называемых незаиляющихся каналов по механическому составу наносов не всегда является достаточным: здесь необходимо учитывать агрегатный состав наносов и явления коагуляции. Аналогичным образом следует поступать и при расчете отстойников.

Капиллярное движение солевых растворов. В почвах вообще, а в засоленных особенно, движется не чистая вода, а солевые растворы. При определенных концентрациях это может внести серьезные изменения в характер капиллярных явлений.

Как известно, высота капиллярного поднятия пропорциональна величине поверхностного натяжения жидкости и обратно пропорциональна ее плотности.

По Квинке (Quincke) натяжение α растет приблизительно пропорционально числу y эквивалентов соли, растворенной в 100 эквивалентах воды. Форх (Forch) нашел, что это правило пропорциональности верно и для солей NaCl и Na₂SO₄. Гегдвейлер (Hegdweiller) для определения величины α вводит показатель степени диссоциации соли в растворе, и тогда общее выражение поверхностного натяжения растворов приобретает такой вид:

$$\alpha = \alpha_0(1 + Am + Bm + Ci),$$

где α_0 — натяжение воды;

m — концентрация раствора;

A, B и C — постоянные;

i — степень электролитической диссоциации.

Скребицкий выражает α для растворов из двух веществ как линейную функцию их концентраций, а Антонов нашел, что в критической области растворимости (у предела насыщения) поверхностное натяжение растворов не зависит от концентраций.

Плотность солевых растворов меняется пропорционально концентрации и проще всего может быть определена непосредственно.

Таким образом, существует ясная зависимость высоты капиллярного поднятия солевых растворов от их химического характера, концентрации и степени электролитической диссоциации. Зная эти показатели, можно предусмотреть характер капиллярных явлений в простом капилляре. В почвах явления сильно усложняются благодаря химическим реакциям между солевым раствором и коллоидами, а также благодаря процессам коагуляции и дисперсации агрегатов. Поэтому для почвенных масс влияние солевых растворов приходится учитывать пока лишь качественно и на основе опытных наблюдений.

П. Кравков в опыте с илистым песком получил следующие результаты (табл. 31). Растворы солей взяты в концентрации 5,8%, а гипса и углекислого кальция прибавлено на каждую трубку (на 312,5 г материала) по 5,8 г сухой соли.

Т а б л и ц а 31

Скорость капиллярного поднятия и просачивания воды при внесении различных солей (в часах и минутах)

Соли	H ₂ O	K ₂ SO ₄	NaCl	NaNO ₂	NaOH	Na ₂ NO ₃	CaSO ₄	CaCO ₃
Время капиллярного поднятия на высоту 45 см	31—30	46—00	54—00	54—14	67—40	68—00	26—00	26—20
Время просачивания	16—00	—	—	—	—	—	8—45	9—20

Этот опыт показывает, что скорость капиллярного поднятия одновалентных солей меньше, чем у воды, и наименьшая у щелочей, что может быть объяснено диспергирующим влиянием последних.

Соли кальция заметно ускорили как капиллярное поднятие, так и просачивание воды вниз, что может быть связано с укрупнением дисперсного состояния илстой части почвы под влиянием иона кальция.

Полыновым и Философовым были поставлены опыты в целях определения относительных скоростей капиллярного поднятия растворов хлористых и сернокислых солей натрия. Опыты показали, что когда в процессе капиллярного движения не возникает нерастворимых соединений, скорости для обеих солей практически одинаковы; когда же в результате обмена оснований в растворе возникает гипс и он частично выпадает в осадке, тогда движение иона серной кислоты как бы отстает от движения иона хлора.

Таким образом, в общем виде следует констатировать, что соли почвы могут существенно ускорять и замедлять капиллярное движение воды, следовательно они являются фактором динамики капиллярных свойств почвы.

Предупреждение засоления почвы

Одной из важнейших практических задач при орошении и осушении является предупреждение возможности развития вторичного засоления почв. Как правило, эта задача не может быть

решена применением какого-либо одного, универсального, технического приема, а требует осуществления *системы мероприятий*, взаимосвязанных между собой. Эта система мероприятий в условиях орошения состоит из следующих основных элементов:

- 1) высокого агротехнического комплекса;
- 2) соответствующей организации территории и сети;
- 3) правильной эксплуатации оросительной сети;
- 4) комплекса специальных мелиоративных мероприятий по удалению солей из почвы.

Оросительная сеть на севооборотной площади должна наилучшим образом обеспечивать водой каждое поле севооборота и бригадные участки, иметь наименьшую протяженность, для того чтобы потери на фильтрацию в грунтовые воды были незначительны. Оросительные каналы должны иметь необходимые сбросы и нацело освобождаться от мертвых объемов воды.

Правильная эксплуатация сети играет крупную роль в предупреждении поднятия уровня грунтовых вод и засоления почв. При правильной эксплуатации в систему не должно поступать воды больше, чем предусмотрено планом водопользования, так как увеличение водоподачи одновременно повышает потери воды на фильтрацию. Водораспределение на системе должно обеспечить наилучшие поливные режимы культур для создания высоких урожаев и осуществляться с наименьшими перебросками воды из канала в канал, что уменьшит потери на фильтрацию. Должен быть осуществлен весь комплекс технических мероприятий, обеспечивающих повышение коэффициента полезного действия системы, вплоть до применения в необходимых случаях специальных антифильтрационных одежд на каналах. *Уменьшение потерь воды из сети на фильтрацию задерживает подъем уровня грунтовых вод и, следовательно, является мощным предупредительным средством в борьбе с засолением почв.*

Высокий агротехнический комплекс является во всех случаях обязательным в системе мероприятий по предупреждению засоления почв и борьбе с ним. Основными элементами этого комплекса, специфическими для почв, угрожаемых по засолению, являются следующие.

1) По возможности непрерывное содержание поля под культурами, что уменьшает испарение воды с поверхности почвы.

2) Посев на орошаемых землях в севообороте трав, мелиоративное значение которых состоит в следующем: а) под травой создается прочная комковато-зернистая структура почвы, при которой капиллярные солевые токи крайне замедляются и, следовательно, засоление предотвращается даже при относительно близком залегании уровня грунтовых вод; б) под травой испарение непосредственно с поверхности почвы очень мало, что уменьшает энергию капиллярных солевых токов снизу; в) созданная травой комковатая структура обеспечивает наилучшее развитие

последующих культур севооборота, что уменьшает энергию капиллярных токов и, следовательно, предотвращает соленакопление.

Наилучший мелиоративный и агрономический эффект обеспечивается травяной смесью, состоящей из бобового компонента (люцерна, клевер) и рыхлокустового злака, произрастающих на поле в течение 2—3 лет. Созданная за этот период времени структура почвы сохраняется в севообороте в течение 3—5 лет. Поэтому на площадях, угрожаемых по вторичному засолению, следует устанавливать по возможности укороченные севообороты с тем, чтобы структура почвы сохранялась до конца ротации и препятствовала соленакоплению.

3) Применение поливных норм, не превышающих дефицита предельной влагоемкости ($P - m$) расчетного слоя почвы и, следовательно, не дающих стока в грунтовые воды.

4) Применение поливного режима (числа и сроков поливов), не допускающего вредного повышения концентрации солей в почве.

5) Систематическое и тщательное рыхление поверхности поля на парах и пропашных культурах, что уменьшает потери на испарение.

6) Применение правильной системы удобрения.

Все эти мероприятия, осуществляемые систематически, препятствуют подъему уровня грунтовых вод, уменьшают энергию капиллярных токов солевых растворов и, следовательно, задерживают или полностью приостанавливают процессы соленакопления в корнеобитаемой толще почвы.

Во всех случаях, когда перечисленный комплекс мероприятий оказывается недостаточным для предупреждения соленакопления в почве или когда почвы являются природными солончаками, возникает задача прямого удаления из них вредного избытка солей. Эта задача в основном решается методом промывок, сопровождаемых рядом других технических мероприятий.

Промывка засоленных почв

В ряде случаев земли, не очень сильно засоленные, могут быть использованы в своем естественном состоянии для посева наиболее солеустойчивых сельскохозяйственных культур, чаще всего кормовых, в частности трав (см. стр. 89). В условиях севооборота засоленные почвы должны быть приведены в такое состояние, при котором на них обеспечивается получение высоких урожаев надлежащего качества всех культур севооборота. Для этого необходимо удалить вредный избыток солей из корнеобитаемой толщи почвы.

Удаление солей из почвы в прошлом пытались осуществить разными способами. Так, например, высказывалась мысль о том, чтобы выращивать на солончаках такие дикие солеустойчивые растения (различные солянки), которые поглощают в свои ткани

относительно большие количества солей. При уборке этих растений удалялись бы соли. Однако подсчеты и некоторые специальные эксперименты показывают, что эта мысль нереальна: в лучших случаях для такой так называемой биологической мелиорации засоленных земель потребовались бы десятилетия и столетия.

В некоторых местах, например на Мургабе, в Фергане, в прошлом применялось механическое удаление солей. Этот прием дает некоторые практические результаты, однако, во-первых, он применим только в частных случаях, когда главная масса солей выцветает на поверхность почвы, а толщина ее не засолена; во-вторых, этот прием требует систематических повторений; в-третьих, он мог осуществляться в индивидуальном хозяйстве на долях гектара и, конечно, непригоден для применения в колхозах и совхозах на крупных массивах.

Предлагался также метод смывания солей с поверхности почвы струей воды; при проверке этот прием оказался мало эффективным, так как большая часть солевого раствора впитывается в почву, а не смывается.

Обычным методом удаления солей из почвы является ее промывка, при которой происходит растворение солей в воде и удаление солевого раствора через толщу почвы вниз. Промывка является приемом, широко распространенным в ирригационной практике, и при правильном ее осуществлении оказывается вполне эффективным методом мелиорации засоленных почв.

Промывку почвы от воднорастворимых солей нельзя рассматривать только как простой физический процесс выщелачивания, так как солевой раствор всегда одновременно химически реагирует с коллоидами почвы; следовательно, *промывка представляет собой процесс одновременно и физический и химический.*

В тех случаях, когда промываются солончаки кальцевого или смешанного типа с преобладанием иона кальция, при химической реакции коллоиды почвы насыщаются преимущественно кальцием и свойства почвы оказываются вполне благоприятными в сельскохозяйственном и мелиоративном отношении; в этих случаях химическую реакцию можно как бы игнорировать и рассматривать промывку только как процесс физического выщелачивания солей.

В случаях промывки солончаков натриевого типа в результате химической реакции коллоиды почвы оказываются насыщенными в той или иной мере ионом натрия, почва приобретает крайне неблагоприятные так называемые солонцовые свойства; следовательно, промывка приводит к отрицательным результатам. В этом случае должны быть применены специальные дополнительные меры для устранения солонцовых свойств. Таким образом, нужно различать *два принципиально различных типа промывок*, а именно: 1) *промывку солончаков кальцевого типа*, где весь процесс, с практической точки

зрения, можно рассматривать как простое физическое выщелачивание солей, и 2) промывку солончаков натриевого типа, где решающим моментом является химическая реакция насыщения коллоидов почвы ионом натрия, т. е. развитие солонцового процесса.

Метод промывок и необходимых сопутствующих мероприятий для натриевых солончаков будет описан ниже, в главе о солончаках, сейчас же мы рассмотрим промывку лишь как общий процесс физического выщелачивания солей из почвы.

Основной задачей всякой промывки является удаление из расчетного слоя почвы (обычно верхних 80—100 см) вредного избытка воднорастворимых солей. Для правильного осуществления этой задачи требуется решение двух следующих основных вопросов: 1) о величине необходимой и возможной по местным условиям промывной нормы и 2) об отводе из промываемой толщи почвы промывных вод.

Промывные нормы и условия их эффективности. Промывная норма должна удовлетворять двум требованиям: 1) быть достаточной для перевода в раствор всех вредных солей расчетного слоя почвы и 2) вытеснить в нужной степени полученный солевой раствор за пределы расчетного слоя почвы. Так как вытеснение солевого раствора (сток его вниз) возможно только после того, как расчетный слой почвы приобретает влажность, соответствующую предельной влагоемкости его Π , то представляется целесообразным выражать величину промывной нормы M в единицах Π . Соответственно этому общим выражением промывной нормы будет следующее:

$$M = \Pi - m + n\Pi,$$

где m — запас воды в расчетном слое почвы перед промывкой и n — коэффициент. Часть промывной нормы, соответствующая члену $\Pi - m$ (дефициту предельной влагоемкости), доводит почву до влажности, соответствующей ее предельной влагоемкости, и при этом, как общее правило, переводит весь запас легкорастворимых вредных солей почвы в раствор.

Это видно из следующего элементарного расчета: при порозности почвы 50% и предельной влагоемкости, соответствующей 60% порозности, запас воды в метровой толще почвы на площади 1 га выразится величиной:

$$\frac{10\,000 \cdot 50 \cdot 60}{100 \cdot 1000} = 3000 \text{ м}^3.$$

Растворимость главнейших солей показана в таблице 32.

Приняв среднюю растворимость натриевых и хлористых солей в почве в 35%, получим, что в 3000 м³ воды может раствориться 1050 т солей. Этот запас соответствует $\frac{1050 \cdot 100}{14\,000} = 7,5\%$ солей от веса почвы в среднем на метровую толщу. Такие запасы солей встречаются лишь в редких случаях в злостных солончаках, в обычной же практике они составляют 0,5—3% и, следовательно, запаса воды в почве при предельной влагоемкости ее действительно с избытком хватает для растворения солей.

Растворимость солей в воде при различной температуре
(частей соли на 100 частей воды)

Соли	Температура (в град.)					
	0	10	15	20	25	100
NaCl	35,9	—	—	—	—	39,5
Na ₂ SO ₄ · 7H ₂ O	44,84	78,90	105,79	140,01	188,46	—
Na ₂ SO ₄ · 10H ₂ O	12,16	23,04	35,96	58,35	98,48	—

При норме воды, выражающейся членом $II-t$, полученный раствор весь остается в пределах расчетного слоя почвы, осуществляется лишь перераспределение солей внутри него. Это перераспределение выражается в том, что нижние горизонты расчетного слоя почвы обогащаются солями, а верхние частично освобождаются от солей. В ряде случаев слабого исходного засоления почвы это перераспределение может уже позволить приступить к возделыванию культур, однако, как общее правило, *для осуществления промывки необходим дополнительный объем воды, который и выражается членом nII* . Когда объем исходного солевого раствора соответствует величине предельной влагоемкости почвы, любой дополнительный объем воды будет стекать за пределы расчетного слоя почвы и, следовательно, будет вытеснять исходный солевой раствор в объеме, пропорциональном n , но с различно измененной концентрацией. Таким образом, коэффициент n может иметь любое положительное значение — как больше, так и меньше единицы.

Конкретное значение необходимой величины коэффициента n для каждого частного случая промывки зависит от многих переменных, из которых главнейшими являются следующие: 1) исходная концентрация солевого раствора в почве и необходимая степень ее понижения; 2) механический состав и степень агрегатности почвенной массы; 3) степень заполнения пор почвы солевым раствором при предельной влагоемкости; 4) скорость впитывания и фильтрации промывной воды и, наконец, 5) техника осуществления промывки, которая в полевых условиях и при разных уровнях грунтовых вод в высокой степени влияет на эффективность каждой данной величины n .

Для характеристики процесса вытеснения солевого раствора из почвенных (или вообще рыхлых) масс при разных значениях коэффициента n , приведем некоторые данные лабораторных и полевых опытов. Если взять песчаную колонну такой высоты, чтобы солевой раствор при предельной влагоемкости заполнял приблизительно все ее поры (высота колонны 10—20 см) и затем сверху приливать промывную воду небольшими порциями, соответствующими, например 0,1 nII , то каждая из этих порций будет вытеснять снизу колонки равновеликие объемы солевого раствора. При этом в первых промывках концентрация вытесняемого раствора будет точно

соответствовать концентрации исходного почвенного раствора, следовательно, общее расселение колонны будет строго пропорционально величине n и концентрации вытесняемого раствора, т. е. будет равно произведению nK , где n выражено в объемных единицах, а K в граммах на литр. Отсюда очевидно, что если в почвенной колонне после дачи части нормы, равной II -м, распределение концентраций солевого раствора таково, что максимум их лежит внизу, то наибольшее количество солей будет вымываться первыми порциями промывной воды, а далее эффективность вымывания солей будет затухать.

Наоборот, в случае исходного распределения концентраций с максимумом сверху, первые порции промывной воды будут вымывать минимум солей, а дальше эффективность промывки будет возрастать. При исходном равномерном распределении концентраций и выщелачивание будет идти равномерно.

По нашим опытам (Л. П. Розов и В. С. Буторова), количество выщелачиваемых солей измеряется произведением nK примерно до величин $n = 0,75$,

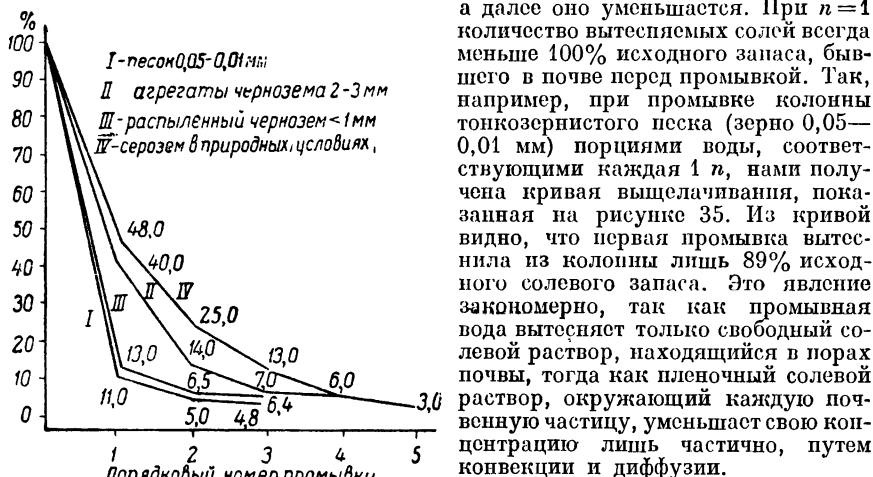


Рис. 35. Кривые выщелачивания CaCl_2 водой.

а далее оно уменьшается. При $n=1$ количество вытесняемых солей всегда меньше 100% исходного запаса, бывшего в почве перед промывкой. Так, например, при промывке колонны тонкозернистого песка (зерно 0,05—0,01 мм) порциями воды, соответствующими каждой $1 n$, нами получена кривая выщелачивания, показанная на рисунке 35. Из кривой видно, что первая промывка вытеснила из колонны лишь 89% исходного солевого запаса. Это явление закономерно, так как промывная вода вытесняет только свободный солевой раствор, находящийся в порах почвы, тогда как пленочный солевой раствор, окружающий каждую почвенную частицу, уменьшает свою концентрацию лишь частично, путем конвекции и диффузии.

Этим объясняется, почему каждая последующая промывная порция того же объема обессоливает колонну все в меньшем и меньшем проценте от исходного количества солей перед каждой промывкой (55% и 4%). Таким образом, эффективность каждой промывки прямо зависит от исходной концентрации солевого раствора, заполняющего почву, и от величины суммарной поверхности почвенных частиц, т. е. от механического состава.

Необходимо, однако, иметь в виду, что охарактеризованная здесь закономерность уменьшающейся эффективности последовательных промывок имеет место только тогда, когда промывки следуют одна за другой через интервалы времени в несколько часов, недостаточные для выравнивания концентраций между пленочным и свободным раствором; если же после каждой промывки будет происходить это выравнивание, то и относительная эффективность всех их должна стать одинаковой.

В почвенной массе, обладающей агрегатностью, вытеснение солевого раствора из микропор агрегатов затруднено, и поэтому эффективность промывки понижена. Так, в опыте, аналогичном описанному, но с агрегатами чернозема диаметром 2—3 мм, получена кривая выщелачивания, также показанная на рисунке 35. Это задерживающее влияние агрегатности было отмечено ранее в опытах Г. М. Меерсона. При разрушении агрегатов чернозема кривая выщелачивания получается близкой к кривой песка (кривая III).

В естественных почвенных колоннах, обладающих различной степенью агрегатности, различным сложением и строением, эффективность промывок может быть весьма различной. В опыте А. Т. Морозова (ВНИИГиМ) на моно-

лите высотой около 1,8 м сравнительно однородного орошавшегося серозема Голодной степи, коэффициент фильтрации которого составляет около 0,001 см/сек, промывной водой (при $n = 1$) вымыто около 90% хлоридов; дальнейшие промывки теми же нормами выщелачивали уже лишь по 5—10% хлоридов (рис. 36).

Когда солевой раствор перед промывкой заполняет только часть почвенных пор (что обычно имеет место в поле при глубоком залегании уровня грунтовых вод), эффективность промывок несколько уменьшается.

Следовательно, в условиях свободного оттока промывных вод норма с коэффициентом $n = 1$ может выщелачивать от 50 до 90% исходного запаса солей; последующие порции промывной воды, обессоливающие главным образом пленочный раствор и раствор микропор, оказываются значительно менее эффективными. Их эффективность может быть повышена лишь при таких интервалах времени между промывками, которые достаточны для выравнивания концентраций солей во всей массе почвенного раствора перед каждой промывкой.

Отдельные расчетные элементы, входящие в формулу промывной нормы, определяются следующим образом.

Величину предельной влагоемкости Π лучше взять по данным определений в поле. Если таких данных получить нельзя, то можно воспользоваться следующими средними величинами для различных почв Средней Азии (табл. 33).

Т а б л и ц а 33

Средние расчетные величины предельной влагоемкости (Π) для почв Средней Азии (в $\text{м}^3/\text{га}$)

Характеристика почв по механическому составу	Порозность в объемных процентах	Глубина 0,5 м		Глубина 0,75 м		Глубина 1,0 м	
		% заполнения порозности	Π	% заполнения порозности	Π	% заполнения порозности	Π
Легкие суглинки и супеси	45	65	1460	62,5	2100	60	2700
Средние суглинки	50	70	1750	67,5	2530	65	3250
Тяжелые суглинки и глины	55	75	2060	72,5	2990	70	3850

Величину m также необходимо взять по данным полевых определений. Если их нет, то в качестве среднеориентировочных можно принять следующие величины: 1) для полей, поступающих под промывку осенью после культуры при уровне грунтовых вод до 2,5 м, $m = 0,5\Pi$; 2) при грунтовых водах выше 2,5 м m может подняться до 0,5—0,7 Π ; 3) для переделов и вообще неполивных земель эта величина падает до 0,3 Π .

Расчет промывной части нормы $n\Pi$ ведется следующим образом: установлено, что из колонны почвы, заполненной соевым раствором равномерной концентрации до полной влагоемкости, промывной

объем воды, равный Π (т. е. при $n = 1$), вытесняет от 60 до 90% солей. Эффективность в 90% присуща пескам, эффективность около 60% свойственна агрегатным массам с зернами диаметром более 3—5 мм. В обычных сероземных суглинках эффективность объема воды, равного Π , чаще всего бывает около 80%.

Установив желаемую степень рассоления расчетного слоя почвы, можно определить, при каком исходном засолении промывная норма с коэффициентом $n = 1$ оказывается достаточной. Например, приняв, что рассоление по хлору должно быть доведено до 0,02% в среднем для расчетного слоя, определяем, что при эффективности в 60% нормой с коэффициентом $n = 1$ можно промыть почву, засоленную до $\frac{0,02 \cdot 100}{40} = 0,05\%$ хлора; при эффективности в 80% соответственно получаем $\frac{0,02 \cdot 100}{20} = 0,10\%$ и при эффективности в 90% $\frac{0,02 \cdot 100}{10} = 0,20\%$.

Обозначив допустимую остаточную после промывки величину засоления буквой α , эффективность выщелачивания солей при $n = 1$ (в % от исходного количества их в расчетной толще почвы) — e , находим, что величина исходного засоления почвы A , при которой промывная норма с коэффициентом $n = 1$ достаточна для заданной степени выщелачивания, в общем виде будет равна:

$$A = \frac{100\alpha}{100 - e} \dots \%$$

Если исходное засоление меньше вычисленного (например, ниже 0,10% при 80% эффективности), то коэффициент n будет меньше 1.

Установлено, что для случаев, когда солевой раствор заполняет почти всю порозность, вытеснение его при исходной концентрации, имеющейся в различных слоях промывной колонны, идет приблизительно до $n = 0,75$, в интервале величин n от 0,75 до 1 концентрация вытесняемого раствора в силу разбавления промывной водой падает, суммарное вытеснение становится равным эффективности при $n = 1$. При практических расчетах концентрации вытесняемого раствора от $n = 0,75$ до $n = 1$ можно принимать изменяющимися прямолинейно от 100% до 1% эффективности, принятой при $n = 1$.

Пример. Исходное засоление $A = 0,04\%$ хлора; после подачи объема воды Π — m концентрация хлора по всей толще почвы одинаковая; допустимое остаточное засоление $\alpha = 0,02\%$; нужно вымыть $0,04 - 0,02 = 0,02\%$ хлора; требующаяся для этого величина n :

$$n = \frac{0,04 - 0,02}{0,04} = 0,5,$$

или в общем виде:

$$n = \frac{A - \alpha}{A}.$$

Этот расчет правилен до величины $n = 0,75$; в случаях, когда n получается больше 0,75, найденную величину следует умножить на 1,1 или 1,2.

В тех случаях, когда концентрация соли распределена в промываемой толще почвы неравномерно, коэффициент n будет отличаться от вычисленного по средней концентрации.

Так, при максимуме концентрации внизу и убывании ее кверху по прямой до нуля коэффициент n для рассмотренного примера уменьшается до 0,4; наоборот, при максимуме концентрации вверху и убывании книзу по прямой до нуля коэффициент n возрастает до 0,8.

В практике, как правило, расчет придется вести по средней концентрации.

Если исходное засоление больше вычисленного, например больше 0,10 при 80% эффективности, то коэффициент n должен стать больше 1. Установлено, что после стекания первой порции промывной воды в объеме Π , следующий такой же объем вытесняет не более 50% оставшегося количества солей; последующий объем около 40—50% остатка и т. д. по падающей кривой. Ввиду незначительности последних изменений, при практических расчетах можно принимать, что каждая последующая норма, равная Π , вытесняет 50% предшествующего остатка.

Пример. Исходное засоление 0,20% хлора; вымыть нужно 0,20—0,02 = 0,18%. При эффективности в 80% и $n = 1$ вымывается солей $\frac{0,20 \cdot 80}{100} = 0,16\%$ и в почве останется 0,04%; вторая порция

воды, равная Π , вытеснит 50% остатка, т. е. $\frac{0,04 \cdot 50}{100} = 0,02\%$ и в почве останется 0,02%, т. е. столько, сколько задано. Следовательно, в этом случае коэффициент $n = 2$. Промежуточные значения n между целыми единицами определяются прямолинейной интерполяцией.

По изложенному методу построены кривые промывных норм на рисунке 37 для разных величин эффективности e и разных расчетных величинах n .

Эффективность в 80% является достаточно большой, но достижимой в полевых условиях при высокой технике осуществления промывок; поэтому для первоначальных плановых расчетов, пока нет показателей, полученных непосредственно в поле, следует пользоваться этой величиной.

Эффективность в 90% может быть получена в поле лишь в отдельных случаях, при особо благоприятных почвах и распределении в них солей по вертикальному профилю. При несоблюдении необходимых технических условий промывок, эффективность, как правило, падает ниже 60%.

Расчетным слоем $h = 0,5$ м следует пользоваться только тогда, когда не представляется возможным обеспечить отвод промывных вод, необходимых для промывки полного расчетного слоя $h = 1$ м.

В полевой практике эффективность промывок оказывается обычно значительно меньшей, чем в лабораторных опытах. Так,

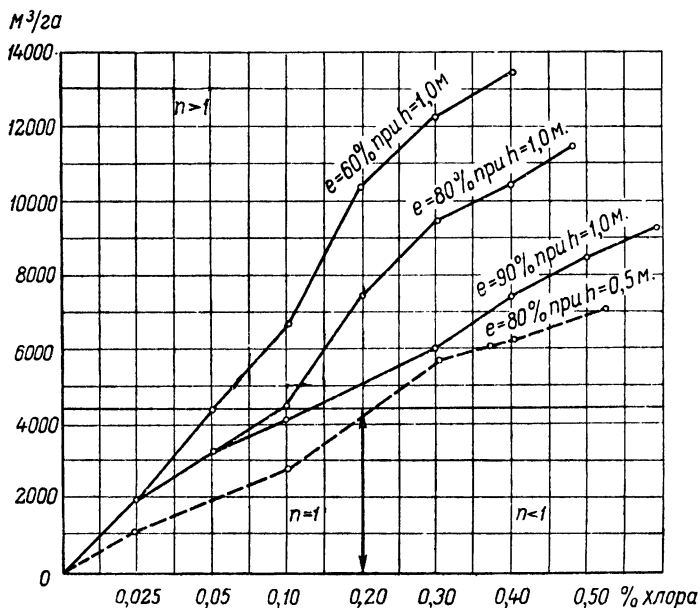


Рис. 37. График зависимости величины промывной нормы от степени засоления.

например, на Золотоординской опытной станции при расстоянии между дренами 265 м и при глубине дрен в 2 м промывная норма в 20 000 м³ дала следующий эффект (В. С. Малыгин):

Показатели	Плотный остаток	SO ₄ ^{''}	Cl'
Количество солей до промывки в %	2,040	0,868	0,266
» » после » »	1,058	0,544	0,046
Остаток солей (в %)	51,8	63,1	17,3

Примененная норма соответствует приблизительно величине коэффициента $n = 5-6$ и при этих условиях из почвы вымыто всего около 82% иона хлора. Автор констатирует, что промывки в поле, по сравнению с промывками на монолитах, оказались в данных условиях в 6—8 раз менее эффективными.

Такая пониженная эффективность промывок в поле только отчасти объясняется специфичностью полевых условий, в большей же части является прямым следствием технически неправильного осуществления промывок. В практике возможно и нужно получать высокий промывной эффект при минимально необходимом

коэффициенте n , но для этого обязательно выполнение ряда условий, из которых главнейшими являются следующие.

1. Перед промывкой поле должно быть тщательным образом спланировано; иначе не может быть и речи об эффективной и равномерной промывке.

2. После планировки поле необходимо глубоко вспахать, хорошо пробороновать и затем тщательно выровнять малой, волокушей или легким катком. Эти работы обеспечивают равномерное затопление поля при промывке и относительно замедленную и равномерную фильтрацию промывной воды через толщу почвы, что значительно повышает эффективность выщелачивания солей.

В опыте В. С. Малыгина и И. С. Рабочева на Золотоординской опытной станции влияние подготовки поверхности поля сказалось следующим образом при промывке нормой 4500 м³/га (табл. 34).

Т а б л и ц а 34

**Влияние характера подготовки поверхности поля
к промывке на ее эффективность**

Глубина (в см)	Содержание хлор-иона (в % на сухую почву)			
	до промывки	после промывки		
		целина	вспашка с предплужником на 28 см и боронование	то же и дополнительно укатывание катком
0—20	1,191	0,425	0,084	0,026
20—40	0,515	0,375	0,108	0,048
40—60	0,258	0,221	0,178	0,088
60—80	0,146	0,296	0,226	0,088
80—100	0,098	0,272	0,257	0,248
Среднее в метровом слое	0,441	0,314	0,170	0,099
В % к исходному количеству . . .	100	71,3	38,6	23,0

Из этих цифр видно, что при правильной подготовке поверхности почвы эффективность промывки в поле приближается к эффективности промывки на монолитах.

3. Перед промывкой поле должно быть разбито на чеки (в зависимости от уклона и тщательности планировки размерами от 0,1 до 0,25 га) таким образом, чтобы слой воды при затоплении был по возможности одинаков на всей площади.

4. Промывная норма должна подаваться на поле не сразу, а отдельными порциями: первая порция дается в объеме $\Pi - m$ (дефицит предельной влагоемкости), а все последующие по 800—1000 м³ с интервалами в 2—5 дней. Такая дробная промывка значительно повышает эффективность выщелачивания, что видно,

например, из следующих цифр, полученных на Мургабе ВНИИГиМ (И. Ф. Музычук) при промывной норме 2400—2600 м³/га (табл. 35).

Т а б л и ц а 35

Выщелачивание хлор-иона (в процентах от первоначального содержания) при промывке

Глубина (в см)	Норма дана	
	в один прием	в два приема
10—20	57,0	75,0
20—30	39,9	69,0
30—40	44,0	65,0
40—50	30,0	63,0
50—60	0,0	34,0
Среднее	34,2	61,2

Дробная промывка, как это видно из таблицы, существенно увеличила как общий эффект, так и глубину выщелачивания.

5. Промывки наиболее целесообразно проводить в осенне-зимний период (ноябрь — январь). В это время потери воды с почвы на испарение минимальны, грунтовые воды стоят обычно наиболее глубоко, и к тому же усиливается эффект промывок под влиянием конденсации водяных паров в верхних почвенных горизонтах, а также за счет выпадающих атмосферных осадков. Например, на Мургабе в период от конца промывок зимой и до посева этот дополнительный промывной эффект за счет конденсации водяных паров и атмосферных осадков выражался в 15—20% от исходного содержания солей. Это видно из данных таблицы 36 (И. Ф. Музычук, ВНИИГиМ).

Т а б л и ц а 36

Выщелачивание хлор-иона (в процентах от первоначального содержания) в послепромывной период

Горизонты (в см)	Делянка № 11, 1937 г. Промывная норма 2000—2200 м ³ /га		Делянка № 11, 1933 г. Промывная норма 2400—2600 м ³ /га	
	после промывки	перед посевом, 29/III	после промывки	перед посевом, 6/IV
0—10	81,0	87,6	80,0	80,0
10—20	74,0	90,0	57,0	65,0
20—30	40,0	76,9	38,0	62,4
30—40	55,0	74,8	44,0	66,0
40—50	—	—	30,0	50,0
Среднее для всего слоя	62,5	82,1	49,8	64,6

Промывки в более ранние сроки, и особенно летом, нецелесообразны потому, что в силу значительного испарения осуществляется быстрая реставрация засоления: поздние промывки, в конце зимы и весной, часто могут задержать и ухудшить полевые работы.

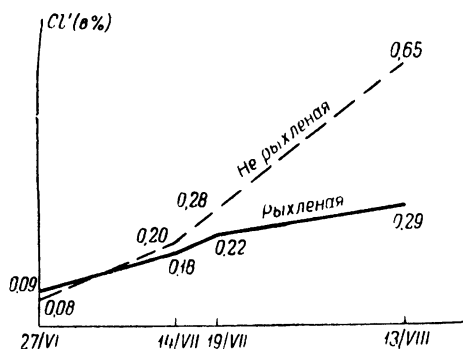


Рис. 38. Влияние рыхления поверхности поля на передвижение солей (иона хлора) вверх.

ления поля показано на рисунке 38 (данные Лопато по Валуйской мелиоративной станции).

7. Наилучшим местом для проведения промывки в севообороте является поле, поступающее под траву (люцерна или травяная смесь). Промывной эффект в этом случае не только закрепляется, но при высокой агротехнике и правильном поливном режиме может быть усилен (табл. 37, Голодная степь, К. К. Лийдеман).

Т а б л и ц а 37

Изменение содержания солей в почве под влиянием промывки

Глубина дренажа (в см)	Горизонты (в см)	Общее количество солей (в ‰)			
		до промывки, октябрь 1916 г.	после промывки, октябрь 1917 г.	первый год жизни люцерны, март 1918 г.	второй год жизни люцерны, ноябрь 1919 г.
75	0—10	7,58	0,56	0,42	0,07
	20—30	1,58	0,21	0,13	0,07
	60—70	0,82	0,46	0,25	0,91
	90—100	0,71	1,37	1,29	1,33

В тех случаях, когда поле почему-либо промыто недостаточно, сеять люцерну не рекомендуется, так как в молодом возрасте она очень чувствительна к солям, плохо развивается и не дает надлежащего мелиоративного и хозяйственного эффекта. Нецелесообразно сеять люцерну также сразу после крупных планировок, которые могут повести к существенным деформациям поверхности почвы после поливов. В обоих случаях поле следует занять подготовительной культурой, например ячменем, после чего дополни-

тельно промыть его и выровнять и затем уже занять многолетней травой.

8. Необходимо создать свободный сток промывной воды или в глубокие грунтовые воды, или в грунтовой поток, или, наконец, в дренаж такой эффективности, при которой уровень грунтовых вод после промывки будет стоять к началу весенних полевых работ не выше 1,1—1,8 м от поверхности земли. В случаях отсутствия надлежащего оттока промывная вода застаивается в промывной толще, испаряется, в результате чего быстро возобновляется засоление, эффект промывки понижается или полностью исчезает.

Соблюдая перечисленные выше восемь основных условий, можно обеспечить высокий промывной эффект при экономных промывных нормах с незначительной величиной коэффициента n .

В практике при всех условиях *нужно добиваться осуществления промывок минимально необходимыми нормами*, так как это облегчает рациональное решение второго основного вопроса промывок — вопроса об отводе промывных вод.

Отвод промывных вод. Промывной эффект для заданной расчетной толщи почвы может быть значительным лишь тогда, когда часть промывной нормы $n\Pi$ будет отведена за пределы этой расчетной толщи. Этот отвод, как уже было сказано, может быть осуществлен или в нижележащие слои почвы и в грунтовые воды, или же в дренажные сооружения. Соответственно этому следует различать два типа промывок: а) *тип промывок без дренажа* и б) *тип промывок с дренажем*.

Расчет промывных норм и организация промывок в этих двух случаях существенно различны, и потому их следует рассматривать раздельно.

Промывки в условиях отсутствия дренажа. Промывная часть нормы $n\Pi$, поступая из расчетной промывной толщи почвы в нижележащие горизонты, увлажняет их до состояния предельной влагоемкости и затем стекает в грунтовые воды. В практике чаще всего имеет место случай, когда горизонты почвы, лежащие ниже расчетного, уже перед промывкой увлажнены до состояния предельной влагоемкости или имеют незначительный дефицит предельной влагоемкости. Поэтому в качестве водоприемника для промывных вод мы ниже рассмотрим только грунтовые воды.

Если промывная вода (солевой раствор) достигает уровня грунтовых вод, она поднимает его. Величина этого подъема, а также период времени, в течение которого новый уровень грунтовых вод будет существовать, зависят от конкретных гидрогеологических условий данного места. Эти условия могут быть представлены следующими основными типами:

1) грунтовые воды залегают в галечниках или песках и имеют хорошо выраженный боковой отток;

2) грунтовые воды представляют собой бессточный грунтовый бассейн;

3) промежуточный тип, характеризующийся грунтовыми водами в суглинистых или тонких песках, имеющими незначительный отток. Ниже мы будем иметь в виду только первый и второй случаи.

В случае первом промывные воды, поступая в грунтовый поток, уносятся вместе с солями за пределы промываемой территории, и таким образом осуществляется ее общее рассоление. Уровень грунтовых вод бывает здесь поднят только кратковременно и возвращается после промывки к своему исходному положению соответственно расходу грунтового потока. Этот случай отвода промывных вод является наиболее простым и благоприятным, но он встречается редко в мелиоративной практике.

Чрезвычайно широко распространены и потому очень важны случаи, когда грунтовые воды под засоленными площадями практически бессточны. Здесь задача эффективной промывки и отвода промывных вод становится весьма сложной и требует к себе внимательного отношения. Основные специфические черты промывок в этих условиях заключаются в следующем: 1) всякое количество промывной воды, достигшее уровня грунтовых вод, устойчиво поднимает их уровень пропорционально профильтровавшемуся объему. По наблюдениям бригады ВНИИГиМ на Мургабе, слой профильтровавшейся воды h поднимает уровень грунтовых вод на величину H , которая для почв легкого механического состава больше h в 6,7 раза, для почв среднего механического состава в 7,1 и для почв тяжелого механического состава в 8,3 раза (Музычук), т. е. $\frac{H}{h} = r$ колеблется в среднем от 6,7 до 8,3. Это значит, что, например, слой воды в 10 см ($1000 \text{ м}^3/\text{га}$) поднимает уровень грунтовых вод на 67—83 см; 2) под засоленными орошаемыми территориями уровень грунтовых вод лежит обычно не глубже 2—4 м от поверхности земли, в силу чего промывная норма становится здесь неизбежно очень ограниченной по своему объему; 3) при промывке в бессточные грунтовые воды соли из промываемого слоя почвы только перераспределяются вниз, но общий солевой баланс всей почвенной толщи остается неизменным; соответственно этому источник для возможной реставрации засоления сохраняется.

В этих условиях при проведении промывок создается следующее трудное положение: 1) если соблюдать обязательное требование, чтобы грунтовые воды после промывки не затопляли длительно корнеобитаемую зону, то промывная норма оказывается столь малой, что ее часто не хватает для надлежащего выщелачивания солей.

Так, если принять исходный уровень грунтовых вод перед промывкой в 3 м, уровень после промывки в 1,3 м, то объем промывной воды $n\Pi$ для глинистой почвы определится, как $\frac{3,0 - 1,3}{8,3} = 0,205 \text{ м} = 2050 \text{ м}^3/\text{га}$; при величине Π для метрового расчетного слоя в 3500 м^3 коэффициент n становится меньше 0,6. Эта величина может быть достаточна для промывки лишь в частных случаях слабого начального засоления;

2) если применить в этих условиях промывную норму большего объема, наиболее часто требующуюся на средне- и сильнозасоленных почвах, с коэффициентом n порядка 1—2, то грунтовые воды затопят в той или иной степени корнеобитаемую зону, условия для агротехнических мероприятий и произрастания растений станут неблагоприятными, капиллярный подъем из грунтовых вод будет очень энергичным, быстро реализуется реставрация засоления и промывка практически окажется неэффективной.

Так, в вышеприведенном примере, при $n\Pi = 3500 \text{ м}^3/\text{га}$, грунтовые воды поднимутся с глубины 3 м до 0,1 м ($0,35 \times 8,3 = 2,9 \text{ м}$), т. е. практически до поверхности земли.

Следовательно, в обоих случаях решение задачи эффективной промывки при близких и бессточных грунтовых водах оказалось бы практически неудовлетворительным.

Мелиоративная наука и сельскохозяйственная практика в прошлом нашли решение этой противоречивой задачи путем: 1) значительного уменьшения коэффициента земельного использования (к. з. и.) при повышенных промывных нормах и 2) строительства дренажных сооружений, предназначенных для отвода промывных вод и понижения уровня грунтовых вод.

Значение уменьшенного к. з. и. заключается в следующем: если на засоленной территории с близким уровнем грунтовых вод промывать не всю площадь, а только ее часть, то под этой частью в результате промывки возникает повышенный бугор из грунтовых вод, окруженный более низко расположенным зеркалом этих вод непромываемых площадей. После окончания промывки этот бугор неизбежно начнет растекаться в стороны, понижаться и, следовательно, солевые растворы в некоторой части будут перемещаться на непромываемые территории. Таким образом, здесь искусственно создадутся условия как бы отточных грунтовых вод. Очевидно, что чем относительно меньше промываемая территория и больше периметр растекания, а также чем значительнее промывная норма, тем больше солей будет вытесняться на окружающую территорию. Повторяя этот прием промывки каждый год или иногда через 2—3 года, в ряде случаев удастся создать более или менее устойчивые лоскуты пашен, разбросанные среди неорошаемых перелогов, превратившихся в солончаки.

В других случаях, после нескольких лет хозяйствования, избыток воды и реставрация засоления все же душили культуру, и население бросало участок, перекочевывало на новое место с более глубокими грунтовыми водами и вновь в течение нескольких лет вело использование засоленных земель тем же методом. В результате возникало то, что получило наименование «бродячего» орошаемого земледелия. Совершенно очевидно, что «бродячее» земледелие осуществлялось на очень низком агротехническом уровне, хищнически, и это приводило к еще большему росту засоленных площадей.

Этот тип промывок и ведения хозяйства был широко распространен, в частности, в хлопковой зоне Средней Азии и Закавказья (Средняя и Нижняя Аму-Дарья, Бухара, Кура-Араксинская низменность и др.). Коэффициент земельного использования выражался здесь часто величиной 20—30 % и не превышал 50—60 %.

В условиях социалистической реконструкции сельского хозяйства такое положение не могло быть терпимым. В связи с этим возникли предложения о рационализации метода чересполосных промывок путем более правильного и целесообразного размещения орошаемых площадей среди сухих перелогов, в соответствии с местными почвенно-гидрогеологическими условиями. Несомненно, что этим путем возможно в некоторых случаях улучшение состояния орошаемых площадей и повышение к. з. и. Однако необходимо учитывать, что самый принцип чересполосного земледелия находится в непримиримом противоречии с основными задачами организации передового колхозного и совхозного хозяйства, и потому этот путь мелиорации не мог быть принят.

В последние годы бригада почвенно-мелиоративной лаборатории ВНИИГиМ подвергла специальному изучению данные промывки в условиях близких грунтовых вод и отсутствия дренажа в дельте р. Мургаба, с целью нахождения таких приемов эффективного их проведения, которые соответствовали бы условиям крупного социалистического хозяйства.

Полученные результаты сводятся к следующему.

В условиях Мургаба (и в большей части других орошаемых районов) грунтовые воды имеют следующий средний цикл годовых колебаний своего уровня:

	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Глубина грунтовых вод от поверхности (в м)	2,7	2,3	2,0	1,75	1,6	1,7	1,9	2,3	2,6	2,8	2,9	2,9

Наиболее глубокое стояние грунтовых вод наблюдается в период с октября по январь; наиболее высокое — в мае. Положение грунтовых вод в течение летнего периода достаточно близко к поверхности земли, и потому капиллярные солевые токи в ряде случаев проникают в корнеобитаемые горизонты почвы и засоляют их. При этих условиях обычные беспорядочные и избыточные промывки еще более поднимают уровень грунтовых вод и способствуют росту засоленных площадей. Поэтому необходимо было найти такую форму промывок, при которой можно было бы получать достаточный промывной эффект, не вызывая одновременно ухудшения режима грунтовых вод.

Оказалось, что если осуществлять промывку в период низкого стояния уровня грунтовых вод (зимой) и промывную норму рас-

считывать таким образом, чтобы она поднимала этот уровень не выше его весеннего максимума, то дальнейший режим грунтовых вод остается для данных условий прежним. Вообще же это положение требует специального гидрологического анализа и дальнейшей проверки в различных условиях.

Расчет промывной нормы ведется в этих условиях следующим образом: если перед промывкой уровень грунтовых вод H лежит на глубине 2,9 м, весенний максимум $h = 1,6$ м, то допустимый подъем составит 1,3 м. Этот подъем на легких почвах осуществляется объемом воды $\frac{1,3}{6,7} 10\,000 \approx 2000$ м³/га,

а на тяжелых почвах $\frac{1,3}{8,3} 10\,000 \approx 1600$ м³/га, что и дает значение члена $n\Pi$. Прибавив сюда дефицит предельной влагоемкости $\Pi - m$, получаем полную промывную норму. Следовательно, в этом случае общая формула промывной нормы приобретает такой вид:

$$M = \Pi - m + \frac{H - h}{r} 10\,000 \text{ м}^3/\text{га}.$$

Для дельты р. Мургаба величины, получаемые при этом типе расчета, показаны в таблицах 38 и 39.

Т а б л и ц а 38

Предельная влагоемкость Π и дефицит $\Pi - m$ (в м³/га) перед промывкой расчетного слоя 0—80 см при разных глубинах залегания уровня грунтовых вод H

Почвы	Уровень грунтовых вод перед промывкой (в м)					
	1,5		1,75		2,0 и больше	
	Π	$\Pi - m$	Π	$\Pi - m$	Π	$\Pi - m$
Легкие	1 900	800	1 900	900	1 900	1 000
Средние	2 400	700	2 100	900	2 100	1 100
Тяжелые	3 000	600	2 900	900	2 800	1 200

Т а б л и ц а 39

Величины промывных норм (в м³/га), определенные по амплитуде грунтовых вод

Амплитуда (в м)	Промывная норма (в м ³ /га)	Коэффициент n для почв		
		легких	средних	тяжелых
0,50	2 000	0,63—0,52	0,54—0,43	0,47—0,28
0,70	2 200	0,74—0,63	0,62—0,52	0,53—0,34
0,90	2 500	0,90—0,79	0,75—0,67	0,63—0,46
1,10	2 800	1,05—0,95	0,87—0,81	0,73—0,57
1,30	3 000	1,16—1,05	0,96—0,90	0,80—0,64
1,50	3 300	1,32—1,21	1,08—1,05	0,90—0,75
1,70	3 600	1,47—1,37	1,21—1,19	1,00—0,86

В таблице большие значения коэффициента n каждой строки относятся к случаям залегания уровня грунтовых вод на глубине 1,5 м, а меньшие — 2 м и больше.

Из таблицы видно, что коэффициент n уменьшается от легких почв к тяжелым, следовательно, при каждой данной норме промывной эффект уменьшается в том же направлении. Как выше указано, промывные нормы, рассчитанные по амплитуде гидрографа, не ухудшают гидрологического режима ни промываемого поля, ни соседних территорий. Однако, как видно из таблицы, эти нормы невелики по абсолютным размерам (особенно для перелогов, где амплитуда вообще мала) и потому на всех полях средних и особенно сильных степеней засоления и на почвах тяжелого механического состава темпы выщелачивания солей будут медленными и, следовательно, мелиорация может растянуться на ряд лет. Поэтому было необходимо найти для тех же условий метод увеличения ежегодной промывной нормы. Он был найден в варианте расчета промывной нормы по «потолку спелости» данной почвы. «Потолком спелости» мы называли такой наивысший уровень грунтовых вод после промывки, при котором поспевание промытой почвы наступает в нормальные сроки и, следовательно, весенние полевые работы, а тем более сев осуществляются без опозданий.

По наблюдениям на Мургабе, величины «потолка спелости» определились для разных почв в следующих пределах (И. Ф. Муzychук):

для почв легкого механического состава	1,10—1,30 м
» » среднего » »	1,30—1,60 »
» » тяжелого » »	1,60—1,80 »

Эти величины следует уточнять по районам на основе местных наблюдений.

В тех случаях, когда уровень грунтовых вод, соответствующий «потолку спелости», лежит выше весеннего максимума, очевидно, что расчетная амплитуда грунтовых вод и соответственно промывная норма становится большей. Расчет промывной нормы в этом случае производится полностью по предыдущему.

Промывную норму по «потолку спелости» следует считать максимально допустимой для данных условий, а практическое применение ее возможно только на сильнозасоленных частях поля, но не на сплошных больших массивах. Это ограничение определяется тем, что после промывки по «потолку спелости» поле вступает в весенне-летний период с повышенным уровнем грунтовых вод и, следовательно, с облегченной возможностью капиллярного соленакпления в корнеобитаемой зоне почвы. В условиях Мургаба, при проведении промывок на 20—30% севооборотной площади и размере отдельных промываемых массивов до 15—20 га, прямыми наблюдениями установлено, что повышенные промывкой уровни грунтовых вод под хлопчатником быстро срабатываются и уровень их приходит в большинстве случаев к нормальному состоянию. Соленакпление в этот период может быть полностью парализовано высокой агротехникой. В отдельных случаях отмечалось остаточное повышение грунтовых вод на 10—15 см; здесь промывная норма должна быть пропорционально снижена. Этот контроль за

уровнем грунтовых вод должен осуществляться при всех промывках.

Величины промывных норм, рассчитанных по «потолку спелости» для разных почв Мургаба, приводятся в таблице 40.

Т а б л и ц а 40

Промывные нормы по «потолку спелости» (в м³/га) для слоя 80 см

Глубина грунтовых вод (в м)	Почвы по механическому составу					
	легкие		средние		тяжелые	
	М	п	М	п	М	п
1,25	600	—	—	—	—	—
1,50	1 200	0,21	900	0,10	—	—
1,75	1 800	0,47	1 500	0,29	1 100	0,10
2,00	2 300	0,70	2 100	0,48	1 600	0,14
2,25	2 700	0,90	2 500	0,67	2 000	0,29
2,50	3 100	1,10	2 800	0,81	2 300	0,40
2,75	3 500	1,30	3 200	1,00	2 700	0,54
3,00	3 800	1,50	3 500	1,14	2 900	0,61
3,25	4 200	1,70	3 900	1,33	3 300	0,75
3,50	4 600	1,90	4 200	1,48	3 500	0,82

Для перелогов, в силу большего дефицита предельной влагоемкости ($\Pi - m$), эти нормы могут быть увеличены на 600—800 м³/га.

Все приведенные расчеты величин промывных норм сделаны в предположении отсутствия оттока грунтовых вод с промываемой территории. В случае наличия оттока (естественный дренаж) промывные нормы могут быть при необходимости повышены на величину расхода грунтового потока за время от начала промывок до весенних полевых работ, когда уровень грунтовых вод должен быть не выше, чем при расчете по «потолку спелости».

В заключение следует еще раз подчеркнуть четыре следующих положения:

1) при всякой организации промывок необходимо выполнение приведенных выше восьми условий, которые обеспечивают максимальную эффективность каждой промывной нормы;

2) так как для средне- и сильнозасоленных почв расчетные промывные нормы часто оказываются недостаточными, то полная мелиорация требует применения промывок в течение ряда лет; в силу этого промывной эффект каждого года должен быть закреплен высокой агротехникой и правильным поливным режимом в течение вегетации;

3) для повышения эффективности каждой промывной нормы особенно большое значение имеют все мероприятия эксплуатационного и агротехнического характера, направленные на понижение уровня грунтовых вод;

4) при проведении широких хозяйственных промывок особенно необходим тщательный круглогодичный контроль за уровнем грунтовой воды на всей территории.

Описанный здесь метод промывок в сочетании со всеми другими элементами системы мероприятий (севооборот, организация территории, эксплуатация и агротехника), примененный бригадой ВНИИГиМ в колхозе «Искра» Марыйского района и области в течение трех лет, позволил существенно улучшить земельный фонд этого колхоза и повысить урожайность сельскохозяйственных культур (табл. 41).

Т а б л и ц а 41

Сокращение засоленных площадей и повышение урожайности в колхозе «Искра»

Годы	Площадь земель (в %)				Урожай хлопчатника (в ц/га)
	незасоленных	среднезасоленных	сильнозасоленных	солончаков	
1937	34,6	46,8	7,3	7,4	11,5
1938	54,8	28,6	14,2	1,2	19,5
1939	—	—	—	—	25,9

Во всех случаях, когда по хозяйственным соображениям требуется промыть засоленные почвы быстро, а нужные для этого промывные нормы превышают рассчитываемую по предыдущему емкость почвенной толщи, оказывается необходимым построить дренажные сооружения, которые отводили бы с промываемой территории промывные воды и понижали уровень грунтовых вод.

Промывки при наличии дренажа. При наличии дренажа промывные нормы могут даваться в полном объеме, соответствующем потребной степени выщелачивания солей. С точки зрения почвенно-мелиоративной и сельскохозяйственной эффективности можно различать следующие типы дренажа.

Мелкий горизонтальный дренаж закладывается обычно на глубину 0,8—1,2 м, в среднем около 1 м. Расстояния между дренами варьируют, в зависимости от коэффициента фильтрации почвы, от 10 до 40 м, редко больше. Поле разбивается таким образом на небольшие промывные площадки, что позволяет довольно легко, быстро и равномерно промыть площадь от солей *. Однако при этой форме дренажа грунтовые воды продолжают оставаться на очень высоком уровне, и потому здесь возможна так называемая *реставрация засоления* за счет капиллярных токов из грунтовой воды. Темпы этого процесса можно иллюстрировать следующими данными Голодностепской опытной станции (табл. 42, К. К. Лийдеман).

* Достаточная эффективность мелкого дренажа может быть достигнута при наличии глубокой коллекторной сети, которая будет понижать уровень грунтовых вод до проектной глубины и таким образом препятствовать возникновению засоления за счет капиллярных токов грунтовой воды. — *Ред.*

Изменение содержания солей в почве (в процентах) (Голодиостепская опытная станция)

Горизонты (в см)	До промывки 1917 г.	Апрель 1919 г. После промывки, произведенной в 1918 г.	Декабрь 1919 г.
0—10	6,786	0,237	5,359
20—30	1,634	—	1,242
50—60	0,462	—	0,921
90—100	0,430	—	0,652

Из этих цифр видно, что в случае, когда грунтовые воды лежат не глубоко и поле не используется нормально, практически полное восстановление засоления происходит очень быстро. Поэтому при такой форме дренажа предупреждение и борьба с реставрацией

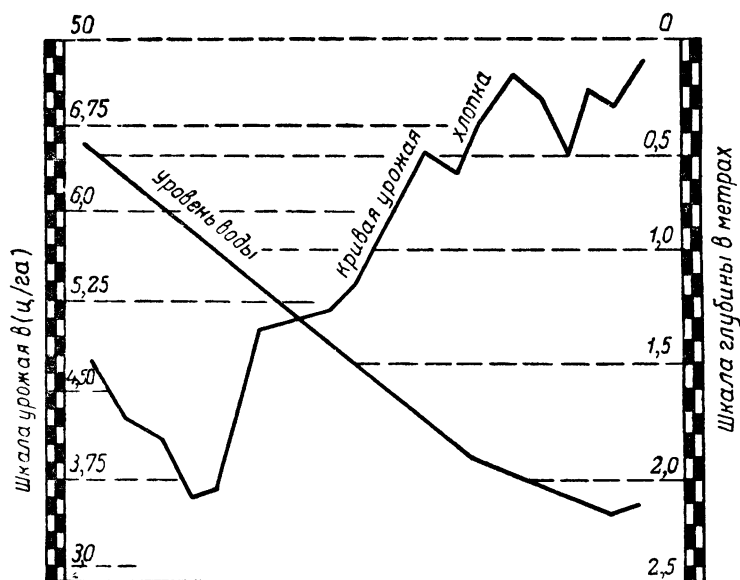


Рис. 39. Кривая урожая хлопка в Египте в зависимости от уровня грунтовых вод (по Феррару).

засоления является главнейшей задачей. Она решается осуществлением высокой агротехники, посева трав, а также проведением по мере надобности промывок.

Значение в этих условиях культуры люцерны и рыхления почвы показано выше, в таблице 41 и на рисунке 38.

Таким образом, эффективность мелкого дренажа следует считать недостаточно устойчивой. Кроме того, необходимо иметь

в виду, что высокий уровень грунтовых вод вообще вредно влияет на развитие многих культур. Для хлопчатника зависимость урожая от уровня грунтовых вод показана на рисунке 39 (Египет, по Феррару).

Глубокий горизонтальный дренаж закладывается на глубину 2—3 м с расстояниями между дренажами от 100 до 600 м. Такой дренаж имеет существенное преимущество перед мелким, так как при правильной работе может обеспечить уровень грунтовой воды на значительно большей глубине. Тем не менее он в ряде случаев не исключает полностью явлений реставрации засоления, но напряженность процесса здесь ослаблена.

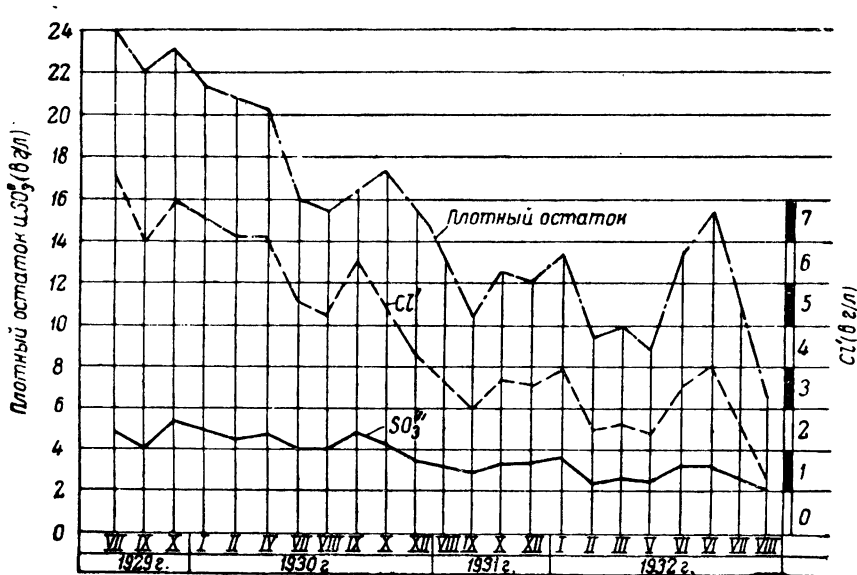


Рис. 40. Изменение минерализации (в г/л) дренажной воды по собирающему № 5 с 1929 по 1932 г.

При редком дренаже промывки нужно начинать с середины междуренья, чтобы обеспечить равномерное удаление солей по всему междуренью.

В СССР такого типа опытные дренажи работают в Средней Азии (в Голодной степи и в Фергане), а также в Закавказье (Джафархан). Эффективность этих дренажей чрезвычайно высокая: бесплодные солончаковые площади после одного сезона промывок нормами от 10 до 20 тыс. м³ на 1 га дают при правильной агротехнике устойчивые урожаи хлопка от 20 до 40 ц/га. Очень важно, что при правильной эксплуатации дренированных площадей минерализация грунтовых вод систематически понижается и таким образом ослабляется самый источник возможной реставрации засоления почв (В. С. Малыгин, рис. 40).

В настоящее время этот тип дренирования открытыми дренами внедряется в практику в Закавказье, Фергане и Голодной степи. Особенно широко и продуктивно пользуются открытой дренажной (так называемой заурной) сетью передовики сельского хозяйства Ферганы.

Вертикальный, или калифорнийский, дренаж состоит в следующем: на поле делается буровая скважина глубиной 20—80 м, а иногда больше, проникающая в основной горизонт грунтовых вод. При откачке из скважины воды насосом кругом скважины создается депрессионная воронка, т. е. достигается необходимое понижение уровня грунтовой воды по отношению к поверхности земли. Этот вид регулирования уровня грунтовых вод впервые был применен в Калифорнии, почему и получил свое название.

Вертикальный дренаж должен быть признан лучшим из существующих, но он применим лишь в таких гидрогеологических условиях, когда водоносный горизонт обладает достаточной водоотдачей, а выше него нет тяжелых глинистых водонепроницаемых слоев. Преимущества этого вида дренажа заключаются в следующем: произвольное регулирование уровня грунтовых вод достигается изменением мощности откачивающих насосов, варьированием времени их работы в течение года и, наконец, густотой расположения самих колодцев. Все это вместе взятое создаст эластичность дренажной системы, позволяющую приспосабливать ее к местным условиям в самом процессе эксплуатации.

В подходящих условиях один колодец обслуживает от 1 до 4 км² (100—400 га). Если в каком-либо месте такая сетка колодцев оказывается редкой, можно оборудовать дополнительную скважину, и наоборот, в ряде случаев скважина после некоторого периода работы становится ненужной, и тогда все ее оборудование переносится в другое место. Скважины оборудуются обычно электронасосами, что сводит к минимуму эксплуатационные расходы.

Извлекаемая из скважин вода используется различно, в зависимости от ее химического состава. При малой степени минерализации она полностью или частично поступает в ирригационные каналы и служит дополнительным источником орошения. При сильной минерализации она сбрасывается в водоотводящую сеть.

Иногда откачиваемые воды богаты кальциевыми солями; такие воды для промывки солончаков имеют даже преимущество перед обычными мягкими ирригационными водами.

П. Фагелером, на основании наблюдений в Египте, была высказана мысль о возможности промывок засоленных верхних горизонтов почвы током воды не сверху вниз, а, наоборот, снизу вверх.

Совершенно независимо от П. Фагелера В. С. Малыгиным выдвинута техническая схема «дренажа дыбом», т. е. промывок солончаков снизу вверх. Суть этой схемы заключается в следующем: если в почву на глубину 1—2 м давать под напором промывную

воду, то она будет распространяться в стороны и вверх, выступая на поверхность почвы; при таком движении воды соли будут растворяться и также выноситься на поверхность, откуда они могут быть удалены через поверхностную сбросную сеть. Гидравлически такая схема возможна (Н. В. Макридин). Преимущества этого метода промывки заключаются в следующем: 1) соли не перемещаются в нижние горизонты почвы, а полностью удаляются с поля; 2) промывка может быть осуществлена меньшими объемами воды; 3) после промывки остается пресная подушка грунтовых вод, что затрудняет реставрацию засоления; 4) при гипсоносности нижних горизонтов почвы промывка будет осуществляться гипсовым раствором, что полностью исключает возможность развития вредного солонцового процесса.

В силу изложенного выдвинутая идея заслуживает широкой экспериментальной разработки.

Поглотительная способность почв и ее виды

Поглотительной способностью почвы вообще называют способность ее прочно удерживать в себе различные вещества, приходящие с ней в соприкосновение.

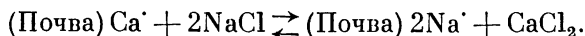
Поглотительная способность проявляется в отношении твердых веществ (дисперсных систем всякого рода), водных растворов солей в целом, отдельных ионов, катионов и анионов и, наконец, в отношении газов.

Соответственно этому разнообразию явления, акад. К. К. Гедройц различает пять следующих типов поглощения: 1) физико-химическое, или обменное; 2) механическое; 3) физическое; 4) химическое и 5) биологическое.

Обменная, или физико-химическая, поглотительная способность. Явление поглощения этого типа состоит в реакции обмена ионов внешней диссоциированной обкладки коллоидной частицы на ионы растворенной соли, приходящей в соприкосновение с этой коллоидной частицей. Этот обмен совершается эквивалентно, как в обычных химических реакциях.

В последнее время установлено наличие в почвах контактного обмена ионов без участия растворения (Иенни и др.).

Если коллоид заряжен отрицательно и, следовательно, во внешней обкладке его находятся в диссоциированном состоянии катионы, то реакция с солью осуществляется между катионами. Например, если коллоид почвы насыщен кальцием и на него действует раствор поваренной соли, то реакция обмена протекает по следующей схеме:



Эта схема показывает, что катион натрия поглощается почвой, а катион кальция вытесняется в раствор в эквивалентном количестве.

Если коллоид заряжен положительно и, следовательно, во внешней обкладке его находятся анионы, то обмен по аналогичной схеме происходит между анионами.

В почвах разных типов имеются коллоиды как отрицательно, так и положительно заряженные и, следовательно, обменная способность почв может проявляться как в отношении катионов, так и анионов. В настоящее время наибольшее практическое мелиоративное значение имеет катионный обмен, почему ниже дается характеристика только этой части явлений поглощения и вытеснения.

П о г л о щ а ю щ и й к о м п л е к с п о ч в ы. Обменная поглотительная способность наиболее ярко выражена у частиц почвы, обладающих коллоидными размерами. Однако фактически значительной поглотительной способностью обладают все почвенные фракции мельче 0,001 мм (ил почвы); поэтому всей этой части почвенной массы присваивается наименование «*поглощающего, или коллоидного, комплекса*» почвы.

Поглощающий комплекс складывается из минеральных частиц и органического вещества — гумуса почвы. Следовательно, чем мельче (глинистее) механический состав почвы и чем она богаче гумусом, тем больше у этой почвы ее поглощающий комплекс. Минеральная часть поглощающего комплекса состоит в основном из трех групп минералов: а) группы каолинита, б) группы монтмориллонита и в) группы слюд. Органическая часть поглощающего комплекса представлена в основном ранее названными кислотами гумуса.

Условия образования поглощающего комплекса почвы охарактеризованы в главе I о выветривании и гумусообразовании.

Явления поглощения (обмена) катионов определяются ацитоидной (кислотной) частью поглощающего комплекса; базоидные (основные) коллоидные частицы (типа R_2O_3), ввиду их амфолитоидности (т. е. способности выступать и в качестве оснований и в качестве кислот с разным знаком электрического заряда), могут поглощать как катионы, так и анионы. Количество ацитоидов и базоидов в минеральной части поглощающего комплекса приближенно характеризуется отношением $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$ в илистой части почвы. Замечено, что чем шире это отношение (больше SiO_2), тем большей поглотительной способностью (большей емкостью поглощения) в отношении катионов обладает данная почва.

П о г л о щ е н н ы е, и л и о б м е н н ы е; к а т и о н ы. Катионы поглощающего комплекса, способные к обменным реакциям, носят наименование «поглощенных», или «обменных», катионов.

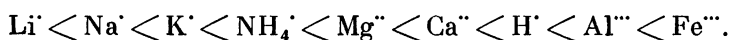
Поглощающий комплекс почвы может быть насыщен искусственно любым катионом, для чего достаточно обработать почву раствором соответствующей соли. Однако в природных почвах обычно присутствуют всего четыре катиона: Ca^{++} , Mg^{++} , Na^{+} и H^{+} . Кроме

того, повидимому, всегда имеется небольшое количество катиона K^+ , периодически может находиться в поглощенном состоянии катион NH_4^+ и спорным остается вопрос о поглощенных Al^{+++} и Fe^{+++} .

Поглощающий комплекс природных почв может быть насыщен по преимуществу каким-либо одним из названных катионов или несколькими из них. Чаще всего встречаются следующие комбинации катионов: $Ca^{++} + Mg^{++}$ — в почвах степного типа почвообразования, $H^+ + Ca^{++} + Mg^{++}$ — в почвах подзолистого, болотного и латеритного типов почвообразования и $Na^+ + Ca^{++} + Mg^{++}$ — в почвах солонцового типа почвообразования.

Конкретный состав поглощенных катионов в данной почве зависит от условий почвообразования, т. е. генезиса этой почвы, и непосредственно определяется составом солей почвенного раствора, который циркулирует в почвенной толще. Когда на почвенную массу действует смесь растворенных солей с разными катионами, то отдельные катионы поглощаются коллоидной массой соответственно индивидуальной энергии поглощения каждого катиона и соответственно абсолютной и удельной концентрации этих катионов.

Индивидуальная энергия поглощения катионов в основном выражается следующим так называемым лиотропным рядом, расположенным в возрастающем порядке:



Эта закономерность иллюстрируется данными К. К. Гедройца, приводимыми в таблице 43.

Т а б л и ц а 43

Энергия поглощения почвой катионов различного атомного веса и валентности

Наименование солей	Вытеснено бария (в %)	Атомный вес катиона	Валентность катиона
$LiCl$	0,522	7	1
NH_4Cl	0,886	18	1
$NaCl$	0,625	23	1
KCl	0,935	39	1
$MgCl_2$	1,058	24	2
$CaCl_2$	1,400	40	2
$AlCl_3$	2,291	27	3
$FeCl_3$	2,492	56	3

Из этой таблицы видно, что энергия поглощения тем выше, чем больше валентность катиона, а в пределах катионов одинаковой

валентности энергия тем больше, чем больше атомный вес катиона и чем меньше его гидратация.

Необходимо, однако, иметь в виду, что энергия поглощения катионов может значительно изменяться в зависимости от абсолютной и удельной концентрации, а также от соотношения катионов в действующем растворе, что иллюстрируется следующими данными, полученными в почвенно-мелиоративной лаборатории ВНИИГиМ (Т. А. Лобанова) (табл. 44).

Таблица 44

Энергия поглощения натрия при различной концентрации раствора и различном соотношении катионов

№ опыта	В м.-экв.		Отношение Са : Na	Поглотилось натрия при концентрации раствора							
	Са почвы	Na раствора		1,0 N		0,5 N		0,1 N		0,05 N	
				в м.-экв.	в % от емкости поглощения	в м.-экв.	в % от емкости поглощения	в м.-экв.	в % от емкости поглощения	в м.-экв.	в % от емкости поглощения
1	2	400	1 : 200	29,73	81,5	25,90	70,7	—	—	—	—
2	2	200	1 : 100	27,37	72,2	25,18	69,0	21,53	59,0	19,70	53,9
3	2	100	1 : 50	24,45	67,0	22,08	60,5	18,97	51,7	16,24	44,5
4	2	80	1 : 40	23,36	64,0	21,16	58,0	16,86	46,2	15,14	41,5
5	2	50	1 : 25	20,98	57,8	18,97	52,0	15,50	42,5	13,32	36,5
6	2	40	1 : 20	19,71	54,2	18,06	49,5	14,95	41,0	12,23	33,5
7	2	20	1 : 10	16,42	45,4	15,69	43,0	12,59	34,5	10,40	28,5
8	2	10	1 : 5	—	—	13,32	36,5	10,40	28,5	8,21	22,5
9	2	4	1 : 2	—	—	—	—	8,57	23,5	5,84	16,0
10	2	2	1 : 1	—	—	—	—	5,84	16,0	4,93	13,5
11	2	1	1 : 0,5	—	—	—	—	—	—	3,83	10,5

Из этой таблицы видно, во-первых, что чем больше в растворе катиона, тем больше его внедряется в поглощающий комплекс; во-вторых, при одном и том же абсолютном количестве иона в растворе в момент равновесия количество поглощенного Na тем меньше, чем меньше его концентрация. Так, при отношении Са : Na = 1 : 100 в 1,0N растворе поглотилось 75,2% от емкости, тогда как в 0,05N растворе только 53,9%. Таким образом, при уменьшении концентрации энергии Na⁺ уменьшается, а энергия Са⁺⁺ увеличивается. Повидному, это объясняется разными условиями диссоциации кальциевых и натриевых солей.

Р. Шахтшабель (Schachtschabel) отмечает, что относительная энергия поглощения катионов меняется в разных минералах. Это видно из следующих примеров:

Монтмориллонит . . . Li⁺ < Na⁺ < K⁺ < H⁺ < Mg⁺⁺ < Са⁺⁺ < Ba⁺⁺
Каолин Li⁺ < Na⁺ < H⁺ < K⁺ < Mg⁺⁺ = Ba⁺⁺
Мусковин Li⁺ < Na⁺ < Mg⁺⁺ < Са⁺⁺ < K⁺ < Ba⁺⁺ < H⁺
Полевой шпат Li⁺ < Mg⁺⁺ < Na⁺ < Са⁺⁺ < Ba⁺⁺ < K⁺ < H⁺

Причина различий может лежать, по автору, в неодинаковой плотности укладки кристаллических пакетов минерала и в разном радиусе поглощенных ионов.

В вышеприведенном лиотропном ряду особое место занимает ион H^+ ; несмотря на то что этот ион одновалентный и с атомным весом около единицы, он обладает энергией поглощения близкой или даже большей, чем энергия двухвалентных катионов.

Так, в опыте К. К. Гедройца по вытеснению бария различными растворами получены следующие результаты.

Эквивалентные растворы солей	NaCl	CaCl ₂	HCl
Вытеснено бария (в %)	0,041	0,165	0,706

В опытах Аарнио прибавка иона H^+ понизила поглощение NH_4^+ на 45—50%, Mg^{++} на 13—16 и Na^+ на 12%.

Ион водорода показал себя более сильным реагентом, чем двухвалентные катионы.

Факт особо повышенной энергии поглощения иона водорода имеет чрезвычайно большое практическое значение в почвоведении потому, что в почвах почти никогда не бывает больших количеств свободных минеральных кислот, которые могли бы обеспечить высокую концентрацию иона водорода в почвенном растворе и, следовательно, внедрение его в почвенный поглощающий комплекс. Вместе с тем малые концентрации иона водорода всегда имеют место в почве за счет диссоциации воды плюс уголекислота и слабых органических кислот. Обладая исключительно высокой энергией поглощения, ион водорода даже в малых концентрациях становится конкурентом с другими катионами (главным образом с Ca^{++} и Mg^{++}) и таким образом внедряется в почву. Этим и объясняется его широкое распространение в почвах северных и южных тропических широт, где концентрация в почвенном растворе кальция и магния обычно низка. Почвы, в составе поглощенных катионов которых находятся только Ca^{++} , Mg^{++} и Na^+ , называются почвами, «насыщенными основаниями», а те, в которых присутствует, кроме того, поглощенный ион водорода, называются почвами «не насыщенными основаниями».

Е м к о с т ь п о г л о щ е н и я п о ч в. Всю сумму катионов почвы, способных к обмену, называют ее емкостью поглощения. Это свойство почвы выражается или в весовых процентах суммы отдельных катионов, приведенных к кальцию, или же, что теперь более принято, в миллиэквивалентах.

Например, если в почве аналитически определено поглощенного Ca^{++} 0,25%, Mg^{++} 0,15 и Na^+ 0,10%, то емкость в процентах, приведенных к кальцию, выразится следующим образом: 0,15% Mg^{++} эквивалентно $0,15 \frac{40,07}{24,32} = 0,24$ Ca^{++} ; 0,10% Na^+ эквивалентно $0,10 \frac{20,035}{23,0} = 0,087$ Ca^{++} ; следовательно, емкость поглощения почвы равна $0,25 + 0,24 + 0,087 = 0,577\%$.

Емкость в миллиэквивалентах выразится следующим образом: 0,25% $Ca^{++} = 0,25 \frac{1000}{20,035} = 12,4$; 0,15% $Mg^{++} = 0,15 \frac{1000}{12,16} = 12,2$ и 0,10% $Na^+ = 0,10 \frac{1000}{23,0} = 4,2$; отсюда емкость почвы равна $12,4 + 12,2 + 4,2 = 28,8$.

Величина емкости, определенная аналитически в нейтральной среде, является для каждого вида почвы характерной и более или менее постоянной. В зависимости от механического состава почвы, минералогического характера ила и степени гумусности (т. е. от количества и качества поглощающего комплекса), емкость разных почв варьирует примерно от 5 до 60 м.-экв.

Емкость поглощения отдельных минералов коллоидного комплекса почв различна. Так, по Р. Шахтабелю она следующая: каолин 7,8 м.-экв. на 100 г, монтмориллонит 80—100, мусковит 38,3, иотит 32,6 и полевой шпат 38,7 м.-экв.

Емкость поглощения гумуса почвы обычно больше емкости минеральной части. Так, по Гиссинку, для голландских почв фракция 0,016 мм обладает емкостью 1,1 г СаО на 100 г, тогда как емкость 100 г органического вещества равна 5 г СаО. А. А. Соколовский отмечает, что в некоторых черноземах до 67% емкости поглощения падает на органическое вещество.

При изменении реакции среды (величины рН), особенно при обработке почв щелочами, емкость почв может существенно изменяться.

Знак рН обозначает логарифм концентрации в растворе водородного иона, но с обратным знаком, например: рН = 2 обозначает, что в растворе находится 0,01 (10^{-2}) г водородного иона в литре,

$$\begin{array}{ll} \text{pH} = 3 & \text{— в растворе } 0,001 \text{ (} 10^{-3} \text{) г/л} \\ \text{pH} = 4 & \text{— » » } 0,0001 \text{ (} 10^{-4} \text{) г/л} \\ \text{pH} = 7 & \text{— » » } 0,000001 \text{ (} 10^{-7} \text{) г/л} \end{array}$$

В чистой дистиллированной воде концентрации диссоциированных ионов Н' и ОН' одинаковы и равны каждой 10^{-7} г/л. Так как в разбавленном растворе произведение концентраций диссоциированных ионов, отнесенное к концентрации недиссоциированного соединения, есть величина постоянная, то имеем $\frac{[\text{H}'] \times [\text{OH}']}{[\text{H}_2\text{O}]} = K$, или $[\text{H}'] \times [\text{OH}'] = K [\text{H}_2\text{O}]$.

Принимая концентрацию H_2O по сравнению с концентрацией диссоциированных ионов абсолютно подавляющей и постоянной (А), имеем: $[\text{H}'] \times [\text{OH}'] = KA$, или $10^{-7} \times 10^{-7} = 10^{-14}$, т. е. произведение концентраций ионов Н' и ОН' при данной температуре есть величина постоянная.

Так как при равенстве концентраций ионов Н' и ОН' реакция раствора нейтральна, то, следовательно, величина рН = 7 обозначает нейтральную реакцию; все величины меньше 7 обозначают преобладание иона Н' и, следовательно, реакцию кислую (например, при рН = 3 концентрация иона ОН' равна 10^{-11}); величины рН больше 7 обозначают преобладание иона ОН' и, следовательно, реакцию щелочную (например, при рН = 12 концентрация иона ОН' равна 10^{-2} г/л).

Величина рН называется *актуальной*, или *действующей*, *активной* кислотностью; кроме того, в почвах различают кислотность *обменную*, определяющуюся количеством поглощенного иона водорода, вытесняемого нейтральной солью, и кислотность *гидролитическую*, характеризующуюся количеством иона водорода, прочно связанного, вытесняемого только солями гидролитически щелочными (например, уксуснокислым натрием).

По исследованиям Д. А. Аскинази, А. А. Роде, К. К. Гедройца, Б. Аарнио и др., северные подзолистые почвы при обработке их $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, CaCO_3 , Na_2CO_3 могут устойчиво увеличивать свою емкость поглощения на 15—130 и даже 367%. Для каштановых почв,

по нашим наблюдениям, эти изменения оказались незначительными.

Количественные закономерности обмена катионов. Уэй (1850—1855 гг.), а затем К. К. Гедройц (1912—1932 гг.) с полной определенностью установили, что обмен катионов коллоидного комплекса и почвенного раствора в нейтральной среде совершается в эквивалентных количествах, как и во всякой химической реакции взаимного обмена. В дальнейшем это положение неоднократно подвергалось сомнению, но последними работами Альтена и Курмис, Меллера, а также И. Н. Антипова-Каратаева справедливость его может считаться окончательно установленной.

К. К. Гедройцем, а затем и целым рядом других исследователей установлено также, что размер эквивалентного обмена различных катионов зависит от их валентности и атомного веса (чем больше валентность и атомный вес катиона, тем больше его энергия внедрения и связи с коллоидным комплексом).

Экспериментально доказано, что с повышением в растворе концентрации катиона поглощение его почвой возрастает, но не пропорционально увеличению концентрации.

Если на почву действовать одним и тем же абсолютным количеством катиона, но в растворах различных концентраций, то величина поглощения почвой этого катиона может быть различной.

При обработке почвы раствором, содержащим разные катионы (например, Na^+ , Mg^{++} , Ca^{++} и др.), поглощение почвой каждого из них будет осуществляться соответственно валентности и атомному весу каждого из них, но одновременно и соответственно количественному соотношению этих катионов в растворе, а также концентрации этого раствора.

Таковы главнейшие общие закономерности катионного обмена, качественно достаточно доказанные экспериментально. Однако до последнего времени количественное выражение их не поддавалось сколько-нибудь строгой формулировке. Причина этого заключалась в недостаточной ясности самого процесса обмена катионов: 1) состав и строение коллоидного комплекса почвы был недостаточно известен; 2) самый механизм поглощения катионов рассматривался различными исследователями с различных точек зрения: то как процесс физической, неполярной адсорбции * (Либих, Вигнер, 1913 г.), то как процесс адсорбции химической, полярной (Уэй, Ганс, 1913), то, наконец, как некоторое своеобразное физико-химическое явление (К. К. Гедройц и др.).

В связи с этим некоторые исследователи пытались для количественной характеристики явлений поглощения почвой катионов

* Неполярной адсорбцией называют поглощение целых электронейтральных молекул вещества; при полярной адсорбции адсорбируемым веществом являются электрически заряженные ионы.

из растворов разных концентраций использовать эмпирическое уравнение изотермы адсорбции * Фрейндлиха следующего вида:

$$T = KC^{\frac{1}{n}},$$

где T — количество адсорбированного вещества;

C — концентрация раствора;

K — некоторая константа.

Показатель степени $\frac{1}{n}$ в случаях адсорбции из растворов колеблется для разных веществ от 0,1 до 0,5.

Формула П. Г. Фрейндлиха выражается параболой и главным ее недостатком является то, что она дает непрерывное возрастание величины адсорбции (T) при повышении концентрации раствора (C), не указывая на существование обязательного для каждого адсорбента предела адсорбции (T_{∞}).

Несмотря на этот принципиальный недостаток, изотерма Фрейндлиха тем не менее достаточно хорошо согласуется с экспериментальными данными во всех тех случаях, когда величины фактической адсорбции (T) далеки от предела насыщения (T). То же самое оказалось в отношении поглощения катионов (полярной адсорбции) коллоидами почвы: первые этапы поглощения, далекие от насыщения всей поглотительной емкости почвы, часто достаточно хорошо характеризуются уравнением Фрейндлиха.

У р а в н е н и я н е п о л я р н о й а д с о р б ц и и. В 1918 г. Лангмюр разработал рациональное уравнение неполярной адсорбции, имеющее следующий вид:

$$T = T_{\infty} \frac{C}{C + K},$$

или

$$\frac{T_{\infty} - T}{T} C = K (\text{Const}).$$

Это уравнение гиперболы, из которого следует, что при концентрации раствора $C \rightarrow T_{\infty}$ адсорбция T также стремится к пределу адсорбционного насыщения T_{∞} .

Если адсорбируемая частица насыщает на поверхности адсорбента не одно активное место, а n активных мест (или, что то же самое, одно активное место адсорбента насыщается $\frac{1}{n}$ частью частицы вещества), то концентрация этих частиц входит в уравнение

* Изотермой адсорбции вообще называют уравнение $T = f_t(C)$, т. е. кривую зависимости количества адсорбированного вещества (T) от концентрации раствора (C) при постоянной температуре (t). Концентрация здесь и везде ниже исчисляется в молях. Молярной концентрацией называют такой раствор, в литре которого находится 1 г-молекула (или моль) вещества, т. е. столько граммов, сколько единиц в молекулярном весе данного вещества.

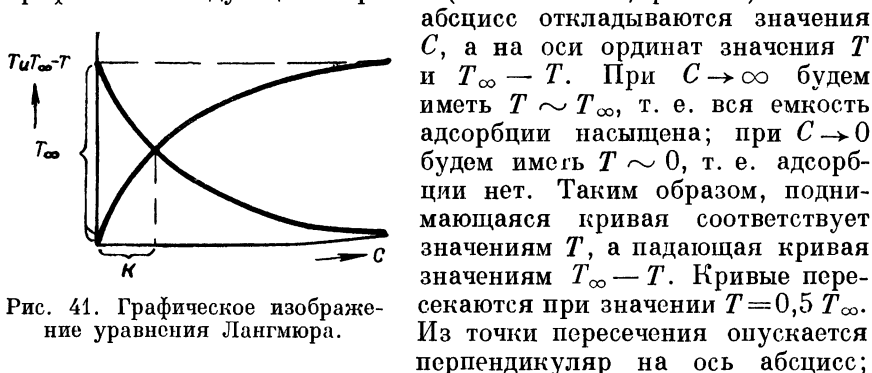
Лангмюра в степени $\frac{1}{n}$, т. е. для этих случаев уравнение принимает вид

$$\frac{T_{\infty} - T}{T} C^{\frac{1}{n}} = K_1,$$

где $K_1 = \sqrt[n]{K}$.

Применительно к адсорбции разновалентных ионов это правило следует понимать таким образом, что для одновалентных ионов C входит в формулу в первой степени, для двухвалентных в степени $1/2$, для трехвалентных в степени $1/3$ и т. д.

Константы уравнения Лангмюра K и T_{∞} могут быть найдены графически следующим образом (Е. Н. Гапон, рис. 41): на оси



абсцисс откладываются значения C , а на оси ординат значения T и $T_{\infty} - T$. При $C \rightarrow \infty$ будем иметь $T \sim T_{\infty}$, т. е. вся емкость адсорбции насыщена; при $C \rightarrow 0$ будем иметь $T \sim 0$, т. е. адсорбции нет. Таким образом, поднимающаяся кривая соответствует значениям T , а падающая кривая значениям $T_{\infty} - T$. Кривые пересекаются при значении $T = 0,5 T_{\infty}$. Из точки пересечения опускается перпендикуляр на ось абсцисс;

значение абсциссы представляет величину константы K . Следовательно, константа K численно равна равновесной концентрации, при которой насыщенной оказывается половина емкости адсорбента.

Значение T_{∞} можно найти графически после придания уравнению Лангмюра формы уравнения прямой линии:

$$\frac{1}{T} = \frac{1}{T_{\infty}} + \frac{K}{T_{\infty}} \cdot \frac{1}{C}.$$

Это уравнение показывает, что величина, обратная количеству адсорбированного вещества, есть линейная функция от величины, обратной концентрации.

Графическое построение делается следующим образом: на оси абсцисс откладывается $\frac{1}{C}$, а на оси ординат $\frac{1}{T}$. Получается прямая линия (рис. 42).

При значении $C \rightarrow \infty$ или $\frac{1}{C} = 0$ имеем $\frac{1}{T} = \frac{1}{T_{\infty}}$. Иначе говоря, величина отрезка по оси ординат от значения 0 до пересечения ординаты с прямой линией представляет величину, обратную максимальной адсорбции. По этой же диаграмме можно определить

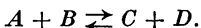
константу K , так как $\operatorname{tg} \varphi = \frac{K}{T_{\infty}}$, хотя ее лучше определять по рисунку 41, при условии, что T_{∞} определяется по рисунку 42.

В отношении обмена катионов в почвах (полярная адсорбция) уравнение Лангмюра должно давать лучшие результаты по сравнению с уравнением Фрейндлиха, однако принципиально и оно неприменимо к данному типу явлений, поскольку в уравнение входит лишь одна концентрация адсорбируемого вещества, тогда как при обменных реакциях мы имеем дело по крайней мере с двумя концентрациями при обмене двух ионов.

Закон действия масс. В настоящее время большинство исследователей изыскивает пути приложения к обменным реакциям в почвах классического «закона действия масс», установленного в 1867 г. норвежскими учеными Гульдбергом и Воге. Этот закон гласит, что при химическом равновесии отношение произведения концентрации реагирующих веществ к произведению концентраций, получающихся в результате реакции веществ, есть величина постоянная; например, для реакции типа $A + B \rightleftharpoons C + D$ имеем $\frac{AB}{CD} = K$ (Const).

Закон действия масс кинетически выводится следующим образом (И. А. Каблуков).

Положим, что реакция протекает по уравнению:



Для осуществления реакции между A и B необходимо, чтобы молекулы этих тел сталкивались между собой.

Очевидно, что число этих столкновений пропорционально концентрации как тела A , так и тела B , т. е. пропорционально произведению их концентраций AB . При любых данных условиях не каждое столкновение влечет за собой реакцию, а лишь некоторая определенная часть их, пропорциональная коэффициенту k ; следовательно, количество веществ, превратившихся в единицу времени (или скорость реакции V) определится выражением $k \cdot AB$, где A и B — число молей в литре, а k — постоянная для каждой реакции величина, называемая коэффициентом скорости. Аналогично для обратной реакции между C и D имеем $V_1 = k_1 \cdot CD$. При установившемся равновесии, очевидно, $V = V_1$, т. е. $k \cdot AB = k_1 \cdot CD$, откуда имеем $\frac{AB}{CD} = \frac{k_1}{k} = K$, где K — константа (постоянная) равновесия, равная отношению скоростей реакций, идущих в противоположных направлениях.

Если вещества вступают в реакцию в количестве не одной молекулы, а нескольких, т. е. реакция имеет вид $nA + mB \rightleftharpoons xC + yD$, то уравнение закона действующих масс приобретает вид:

$$\frac{A^n B^m}{C^x D^y} = \frac{k_1}{k} = K.$$

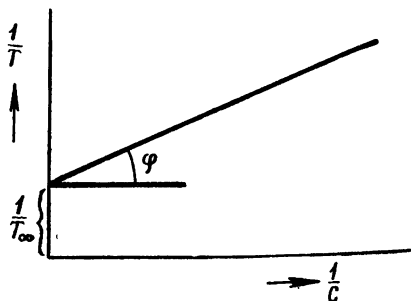


Рис. 42. Графическое изображение обратных величин уравнения Лангмюра.

Например, для реакции $3\text{Fe} + 4\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Fe}_3\text{O}_4 + 4\text{H}_2$ имеем $K = \frac{[\text{Fe}_3\text{O}_4] \times [\text{H}_2]^4}{[\text{Fe}]^3 \times [\text{H}_2\text{O}]^4}$ (Б. Н. Меншуткин).

В реакциях обмена ионов разных валентностей один моль одновалентного иона замещается $\frac{1}{2}$ моля иона двухвалентного, $\frac{1}{3}$ моля трехвалентного и т. д.; поэтому в уравнение закона действующих масс для этого типа реакций молярные концентрации многовалентных ионов входят в степенях, обратных их валентностям, т. е., например, концентрации ионов Ca^{++} и Mg^{++} — в степени $\frac{1}{2}$, ионов Fe^{+++} и Al^{+++} — в степени $\frac{1}{3}$ и т. д. Валентность элемента принимается в каждом частном случае та, которая обозначена в принятой стехиометрической формуле.

Уравнение закона действующих масс в изложенной здесь простейшей форме оказывается вполне справедливым для идеальных газов и для растворов электролитов при бесконечном их разбавлении. В реальных газах и растворах имеет место только частичная диссоциация молекул вещества, поэтому скорость реакции (и, следовательно, величина константы K) определяется не только молярной концентрацией реагирующих веществ, но и степенью их диссоциации. Поэтому K (постоянная равновесия) постоянно только для бесконечно разбавленных растворов, но не строго постоянно при любой конечной концентрации (Льюис и Рендалл).

В соответствии с этим для растворов любых концентраций в формулировку закона действующих масс дополнительно вводится понятие об «активности» ионов (Льюис).

Активность ионов (a) характеризует их подвижность и определяется различными методами: по давлению пара растворителя, по электродвижущей силе, по точкам замерзания и другими методами. Только в очень разбавленных растворах активность может быть приравнена молярности.

Средняя геометрическая активность ионов $a_{\pm} = (a_+ \cdot a_-)^{\frac{1}{2}}$, деленная на молярность электролита m , названа коэффициентом активности γ , или термодинамической степенью диссоциации.

П р и м е ч а н и е. Для солей любого состава общее выражение коэффициента активности имеет следующий вид:

$$\gamma = \frac{a_{\pm}}{m (V_+^{V_+} \cdot V_-^{V_-})^{\frac{1}{V}}},$$

где V_+ и V_- — числа положительных и отрицательных ионов, возникающих при диссоциации; V — суммарное число тех же ионов.

Например, в растворе хлорида бария (BaCl_2) очень малой молярности

$$\text{имеем } a_- = m \cdot a_+ = 2m \text{ и } a_{\pm} = [(m)(2m)^2]^{\frac{1}{3}}.$$

Значения коэффициента активности для некоторых солей приводятся в таблицах 45 и 46 и на рисунке 43 (Льюис и Рендалл).

Т а б л и ц а 45

Коэффициент активности для различных молярностей электролита (m)

Соли	Молярность электролита (m)						
	0,000	0,0002	0,0005	0,001	0,002	0,005	0,01
KCl, NaCl	0,993	0,990	0,984	0,977	0,967	0,946	0,922
K ₂ SO ₄	0,935	0,917	0,885	0,853	0,814	0,749	0,687
H ₂ SO ₄	0,932	0,910	0,871	0,831	0,782	0,696	0,617
BaCl ₂	0,939	0,923	0,894	0,866	0,830	0,771	0,716

**Коэффициенты активности (γ) NaCl при молярности (m)
в пределах 0,01—5,2**

m	0,01	0,02	0,05	0,1	0,2	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	5,2
γ	0,922	0,892	0,842	0,798	0,752	0,689	0,650	0,661	0,704	0,765	0,852	0,874

Из таблицы 46 и рисунка 43 видно, что γ имеет минимальное значение при $m = 1$, а дальше возрастает.

Для смесей электролитов изменение γ подчиняется следующим закономерностям (Льюис и Рендалл): 1) в любом разбавленном растворе смеси сильных электролитов одинакового валентного типа коэффициент активности каждого электролита зависит только от общей концентрации. Это правило должно рассматриваться как предельный закон, справедливый только при бесконечном разведении; 2) в разбавленных растворах коэффициент активности данного сильного электролита одинаков для всех растворов одной и той же ионной силы.

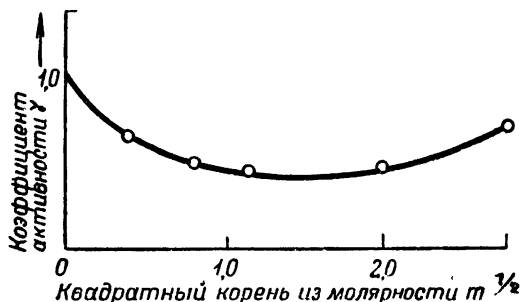


Рис. 43. Коэффициент активности NaCl в водных растворах при 25°C.

Ионная сила раствора μ определяется следующим образом: стехиометрическая молярность каждого иона умножается на квадрат его валентности и сумма этих величин делится на два, т. е.

$$\mu = \frac{1}{2} (m_k \cdot V_k^2 + m_a \cdot V_a^2),$$

где m_k и m_a — молярности катиона и аниона;

V_k и V_a — соответствующие валентности.

Например, для 0,01 KCl имеем

$$K^+ = 0,01 \cdot 1^2 = 0,01$$

$$Cl^- = 0,01 \cdot 1^2 = 0,01$$

$$\text{Сумма} \dots\dots\dots 0,02$$

$$\mu = \frac{0,02}{2} = 0,01$$

Для 0,01 $MgSO_4$ имеем $Mg^{++} = 0,01 \cdot 2^2 = 0,04$

$$SO_4^{--} = 0,01 \cdot 2^2 = 0,04$$

$$\text{Сумма} \dots\dots\dots 0,08$$

$$\mu = \frac{0,08}{2} = 0,04$$

Для 0,01 $BaCl_2$ имеем

$$Ba^{++} = 0,01 \cdot 2^2 = 0,04$$

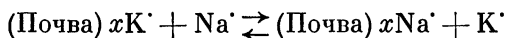
$$2Cl^- = 0,02 \cdot 1^2 = 0,02$$

$$\text{Сумма} \dots\dots\dots 0,06$$

$$\mu = \frac{0,06}{2} = 0,03,$$

В настоящее время различными исследователями делаются попытки проверить приложимость закона действующих масс (з. д. м.) к явлениям обмена катионов в почвах. При этом уравнение з. д. м. применяется или в его первоначальном виде, без введения коэффициента активности, или же с введением его.

Экспериментальные исследования приложимости закона действующих масс с учетом коэффициента активности осуществлены в 1939 г. Т. Ф. Антиповой-Каратаевой и И. Н. Антиповым-Каратаевым. При постановке своих опытов они исходили из следующих положений. Для обменной реакции типа:



уравнение з. д. м. составляется следующим образом:

$$\frac{x_K}{x_{Na}} = K \frac{C_K}{C_{Na}} \cdot \frac{\gamma_K}{\gamma_{Na}},$$

где x_K и x_{Na} — количества поглощенных катионов калия и натрия;

C_K и C_{Na} — равновесные концентрации тех же ионов;

γ_K γ_{Na} — их активности; K — константа равновесия.

Если применяемые для вытеснения поглощенных катионов растворы обладают постоянной ионной силой и в них меняется только отношение ионов $Na : K$, то по второму правилу Льюиса можно принять, что коэффициенты активности этих ионов остаются одинаковыми; следовательно, постоянное их отношение может быть отнесено к константе K . Таким образом, для этих условий

можно считать
$$\frac{x_K}{x_{Na}} = K_1 \frac{C_K}{C_{Na}}.$$

В соответствии с изложенными положениями, для опытов вытеснения поглощенных катионов были приготовлены растворы различной ионной силы смеси солей: $CaCl_2 + MgCl_2$, $NaCl + CaCl_2$ и, наконец, $CaCl_2 + MgCl_2 + NaCl$.

Для опытов взят воронежский чернозем с емкостью поглощения 51 м.-экв., насыщенный полностью кальцием или магнием. Техника выполнения экспериментов была следующая: к ряду навесок по 5 или 10 г прибавлялось 20-кратное по объему количество раствора смеси соответствующих солей, и после трехсуточного настаивания при периодических взбалтываниях в фильтрах определялась равновесная концентрация обоих катионов и иона хлора.

Обмен катиона кальция на магний и обратно был исследован при ионных силах в 0,03 и 0,15, при соотношениях $Mg^{++} : Ca^{++}$ от 95 : 5 до 20 : 80. Из этих опытов оказалось возможным сделать следующие выводы: 1) обмен кальция на магний и обратно осуществляется в строго эквивалентных отношениях и вполне обратим; 2) константа равновесия $K_{Mg, Ca}$ оказалась вполне устойчивой и в среднем равна 0,375; это позволяет считать доказанной возможность применения уравнения з. д. м. для случаев обмена катионов одинаковой валентности; 3) в качестве третьего вывода авторы предлагают считать, что в случаях обмена равновалентных

ионов константа равновесия зависит только от соотношения катионов в растворе и не зависит от концентрации. Этот последний вывод можно считать справедливым лишь для исследованных пределов концентраций, поскольку оба правила Льюиса, касающиеся активности, сформулированы им для относительно низких концентраций; как далеко они распространяются в область повышенных концентраций, пока не выяснено и может быть установлено только экспериментально. Эта оговорка остается справедливой и в отношении других серий опытов.

Обмен кальция на натрий исследован при ионных силах 0,02; 0,05; 0,10 и 0,20 при соотношениях Na : Ca от 100 : 1 до 20 : 80. Для расчетов применялось нормальное уравнение:

$$\frac{x\text{Na}^+}{\sqrt{x\text{Ca}^{++}}} = K \frac{c_{\text{Na}}}{\sqrt{c_{\text{Ca}}}}.$$

Эти опыты также подтвердили возможность применения уравнения з. д. м., так как $K_{\text{Na Ca}}$ оказалась величиной более или менее постоянной (0,0647) и только при ионной силе 0,2 несколько снизилась (0,0615). Из характера применяемого уравнения, в котором ион кальция стоит под корнем, следует, что количество поглощаемого из раствора Na зависит не только от соотношения Na : Ca в растворе, но и от концентрации этого раствора. Указанная зависимость выражается в том, что при одном и том же отношении Na : Ca в растворе с повышением общей концентрации раствора количество поглощенного натрия увеличивается.

Этот вывод мы сделали уже и раньше на основании опытов, проведенных в лаборатории ВНИИГиМ Т. А. Лобановой, сформулировав его таким образом, что относительная энергия поглощения иона натрия возрастает с повышением концентрации, тогда как относительная энергия иона кальция при этом падает. Эта очень важная в практическом отношении (при мелиорации солонцов и натриевых солончаков) закономерность подлежит дальнейшему экспериментальному изучению и уточнению, особенно в свете изменений активностей раствора хлористого натрия, показанных на рисунке 43 (стр. 157).

В последней серии опытов исследован обмен катионов: 1) кальция из кальцийсодержащей почвы на натрий и магний (из раствора $\text{CaCl}_2 + \text{MgCl}_2 + \text{NaCl}$) и 2) магния из магнийсодержащей почвы на кальций и натрий (из того же раствора); обе серии проведены в ионной силе раствора 0,1. При вычислении константы сделано допущение о независимости обмена двух катионов при трехионных реакциях. Оказалось, что величины констант обмена, полученные при трехионных реакциях, относительно мало (не более 10—15%) отличаются от тех, которые получены при двухионных реакциях.

В итоге средние значения констант принимаются следующие:

$$K_{\text{Mg Ca}} = 0,3830, \quad K_{\text{Na Ca}} = 0,0686 \text{ и } K_{\text{Na Mg}} = 0,111.$$

Авторы отмечают, что эти величины пока относятся лишь к исследованному типу почвы (воронежский чернозем), коллоидный комплекс которого состоит главным образом из двух компонентов — гуминовых веществ и минералов монтмориллонитовой группы. Другие почвы должны быть подвергнуты обследованию с применением этого же метода.

С своей стороны мы еще раз отметим, что исследования необходимо расширить в направлении более высоких концентраций солей (исследованные концентрации, выраженные в нормализованных, пока не превышали 0,2 для NaCl и 0,07 для CaCl₂), как наиболее часто встречающихся в мелиоративной практике.

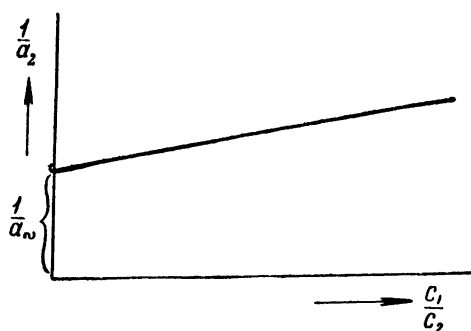


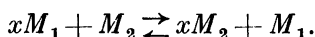
Рис. 44. Связь адсорбции с концентрацией ионов (Гапон).

Построения, близкие к изложенным и целиком опирающиеся на понятие об активности ионов, осуществлены Б. Никольским.

Е. Н. Гапон строит свои формулы обмена катионов также исходя из закона действия масс, оперируя, однако, при этом с молярными концентрациями без учета активностей ионов; он полагает, что благодаря «счастливой»

форме уравнения полярной адсорбции эта ошибка (неучет активностей) практически невелика, особенно в случае обмена разновалентных ионов.

Простейшая схема обмена одновалентных ионов имеет вид:



Равновесное состояние представляется схемой:



Обозначая через a_1 количество адсорбированного иона M_1 , a_2 количество адсорбированного иона M_2 , C_1 — равновесную концентрацию иона M_1 , C_2 — равновесную концентрацию иона M_2 , на основании з. д. м. имеем $\frac{a_1 C_2}{a_2 C_1} = K$, или $\frac{a_1}{a_2} = K \frac{C_1}{C_2}$. При постоянной емкости поглощения (a_∞) и эквивалентности обмена имеем $a_1 + a_2 = a_\infty$, или $a_1 = a_\infty - a_2$. Подставляем эту величину в основное уравнение и имеем $\frac{a_\infty - a_2}{a_2} = K \frac{C_1}{C_2}$. Деля почленно числитель левой части и перенося 1 и a_∞ вправо, получаем: $\frac{1}{a_2} = \frac{1}{a_\infty} + \frac{K}{a_\infty} \cdot \frac{C_1}{C_2}$. Это уравнение, при постоянстве a_∞ ,

является уравнением прямой линии. На основании этого возможно построить график (рис. 44), на котором по отрезку $\frac{1}{a_\infty}$ определяется «обменная способность» почвы, а константа будет иметь следующую форму: $K = a_\infty \operatorname{tg} \alpha$.

Если адсорбируемый и десорбируемый ионы представляют одну группу, то «обменная способность» равна емкости поглощения почвы; в противном случае обменная способность меньше емкости. Если обменная способность почвы не постоянна, то изотерма адсорбции уже не представляет собой прямой линии.

В случае обмена многовалентных ионов уравнение составляется в форме $\frac{1}{a_2} = \frac{1}{a_\infty} + \frac{K}{a_\infty} \cdot \frac{C_1^n}{C_2^m}$, где n и m в показателях степени обозначают валентности катионов.

Для характеристики результатов, получающихся при этом методе расчета, могут служить следующие данные автора, полученные им для бударинского чернозема (табл. 47).

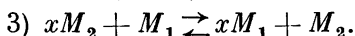
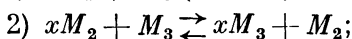
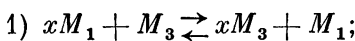
Т а б л и ц а 47

Различия в величинах вычисленной обменной способности и непосредственно определенной емкостью поглощения почвы

Концентрация NH_4Cl (в молях)	K	a_∞	Емкость поглощения Σ	$\Sigma - a_\infty$
Система (Почва) $\text{Mg} + \text{NH}_4^+$				
1,0	0,60	39,0	45,3	6,3
0,5	0,51			
0,25	0,58			
0,10	0,56			
Система (Почва) $\text{Ca} + \text{NH}_4^+$				
1,0	0,93	37,0	45,3	8,3
0,5	1,00			
0,25	0,81			
0,10	0,87			
Система (Почва) $\text{H} + \text{NH}_4^+$				
4,0	27	10,4	45,3	34,9
2,0	24			
1,0	29			
0,5	25			
0,25	28			
Система (Почва) $\text{Ca} + \text{H}^+$				
Средняя из концентраций HCl 0,04—0,09	0,015	45,5	45,3	—

Из этих данных видно, что в каждой системе опытов константа K достаточно устойчива. Вычисленная по рисунку 44 обменная способность a_{∞} , как правило, не совпадает с непосредственно определенной емкостью поглощения почвы; автор объясняет это наличием в почве «латентных» ионов, т. е. ионов, не обменивающихся на NH_4^+ при исследованных концентрациях хлористого аммония.

Для решения задачи о закономерностях обмена в случае присутствия трех катионов автор формулирует предложение о том, что «обмен между двумя любыми катионами, принимающими участие в трехионной обменной реакции, протекает независимо от всех остальных катионов». Это предложение, как указано выше, принято и в исследовании И. Н. Антипова-Каратаева. Таким образом, трехионный обмен (например, Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+) можно представить в виде трех независимых двухионных реакций:



Обозначая через a_1 , a_2 и a_3 количество адсорбированных ионов M_1 , M_2 и M_3 и через C_1 , C_2 и C_3 соответствующие равновесные концентрации, по з. д. м. можно написать: $\frac{a_1}{a_2} = K_{12}G_{12}$;

$$\frac{a_2}{a_3} = K_{23}G_{23}; \quad \frac{a_1}{a_3} = K_{13}G_{13}, \quad \text{где } G_{12} = \frac{C_1^n}{C_2^m} \text{ и т. д.}$$

Путем преобразования этих уравнений получается уравнение прямой линии, делается графическое построение, аналогичное рисунку 44, и таким образом находятся величины a_{∞} и K .

При экспериментальной проверке этой схемы расчета на системах чернозема $x\text{MgCa} + \text{NH}_4^+$ и $x\text{CaMgH} + \text{H}^+$ автор получил удовлетворительные результаты.

Все изложенное относится автором к «идеальным» схемам обмена; для «реальных» схем, где, по автору, могут быть активные места разных типов обмена, обменная способность может изменяться и, наконец, могут иметь место и другие отклонения от идеальной схемы.

В итоге сделанного краткого обзора важнейших из предложенных схем расчетов можно установить следующее.

1) В настоящее время большинство исследователей пришло к убеждению, что обмен катионов в почвах подчиняется закону действующих масс. Однако недостаток экспериментального материала не позволяет еще установить окончательно, какая форма уравнения наиболее применима к данному случаю полярной адсорбции; не может быть также пока установлено, в каких пределах применима каждая из предложенных форм уравнения з. д. м.

Наиболее перспективными и всеобъемлющими, несомненно, следует считать уравнения, учитывающие активности ионов, а не только их концентрации, хотя последние в настоящее время более доступны для практического (конечно, приближенного) использования.

2) Поскольку установлено, что состав поглощенных катионов находится в подвижном равновесии с катионами почвенного раствора, постольку очевидно, что при всяких изменениях влажности почвы одновременно меняется состав как поглощенных оснований, так и катионов почвенного раствора. Знание этой динамики представляется чрезвычайно важным с точки зрения правильного понимания многих как агрономических, так и мелиоративных свойств почвы. В первую очередь представляется целесообразным изучить эту динамику в интервалах влажностей от предельной влагоемкости до коэффициента увядания.

3) Можно считать, что в настоящее время назревает реальная возможность вычислять состав поглощенных катионов на основании знания емкости поглощения почвы и состава почвенного раствора. Почвенный раствор, повидимому, лучше всего анализировать при влажности, равной предельной влагоемкости данного горизонта почвы в его естественном залегании, так как при более высокой влажности реализуется, как известно, сток и, следовательно, система не находится в равновесии.

Механическая поглотительная способность. Сущность механического поглощения заключается в способности почвы задерживать в своих порах и капиллярных промежутках всякого рода взвеси и коллоидные дисперсии. Это явление имеет весьма существенное практическое значение с точки зрения образования в почвах так называемых иллювиальных горизонтов. В почвах всегда возникают различные дисперсные коллоидные системы, которые вымываются в почву с нисходящими токами воды, на некоторой глубине задерживаются, образуют часто водонепроницаемый слой и тем самым нарушают весь первоначальный режим почвы. На севере такие иллювиальные горизонты наиболее ярко представлены так называемыми орштейнами, на юге, в солонцовых почвах — горизонтами уплотнения и, в частности, столбчатыми горизонтами. В условиях орошаемого земледелия такие горизонты могут образоваться при промывках солончаков, развиваются при искусственном кольматаже и т. д.

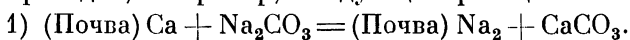
Энергия механического поглощения зависит от соотношения диаметров пор и фильтрующихся частиц, а также от условий стабилизации дисперсной системы.

Физическая поглотительная способность. Явление физического поглощения состоит в адсорбции веществ поверхностью почвенных частиц. Растворенные соли адсорбируются полностью, а не в виде ионов. Адсорбция может быть отрицательной и положительной. Большинство электролитов поглощается почвой вследствие отрицательной адсорбции, а газы чаще положительной.

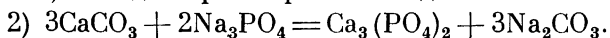
Явления физического поглощения солей имеют определенное значение в процессах почвообразования, регулируя выщелачивание солей. Кроме того, вероятно, что это явление не безразлично с точки зрения установления предельных норм засоления почв различного механического состава. Так, в почвах глинистых, обладающих громадной поверхностью частиц, отрицательная адсорбция электролитов может заметно повышать концентрацию солевых растворов в капиллярах. Наоборот, в почвах песчаных, с малой поверхностью, изменение концентрации соли этим путем, вероятно, ничтожно. Таким образом, можно предполагать, что вредное засоление, выраженное весовым процентом солей, для глинистых почв должно быть ниже, чем для почв песчаных. Экспериментально этот вопрос почти не изучен.

Ф. Бризел (F. Breazeal, университет Аризона, бюллетень № 14) затрагивает этот вопрос в отношении коллоидных гидратов окиси алюминия и железа, но его эксперименты осуществлены в проточном солевом растворе, т. е. методически неправильно, и потому полученные им результаты не могут быть приняты во внимание.

Химическая поглотительная способность. Химическое поглощение представляет процесс образования в почвах нерастворимых солей и выпадения их в осадок. В зависимости от характера реагирующих тел, выпадать в осадок и, следовательно, поглощаться почвой могут либо отдельные ионы, либо вся соль целиком. Для примера приведем, например, следующие реакции:



В этом случае и катион (Na^+) и анион (CO_3^{--}) закрепились в почве (поглотились) в виде нерастворимых соединений:



Фосфорнокислый кальций нерастворим в воде, и, следовательно, фосфорная кислота закрепилась (поглотилась) в этой форме почвой.

В почве осуществляется много аналогичных реакций.

Биологическая поглотительная способность. Неотъемлемой составной частью почвы является, как известно, богатое микробиологическое население. Оно живет, следовательно, питается и, таким образом, закрепляет в своем организме на известный период времени ряд веществ. Эти процессы и носят название биологического поглощения в почве. Они захватывают главным образом такие важнейшие питательные элементы растений, как азот, фосфор, калий, и потому играют первостепенную роль во всех вопросах плодородия почв и его регулирования*.

* Биологическое поглощение вызывается жизнедеятельностью растений и микроорганизмов, которые, усваивая из почвы легкоподвижные вещества, переводят их в вещества своего тела и тем предохраняют от вымывания. Помимо того, растения, пронизывая корнями глубокие слои почвы и поглощая вещества пищи, откладывают их в виде органического вещества в более верхних горизонтах, обогащая их. Исключительно велика роль биологического поглощения в сохранении и накоплении азота в почве, осуществляемых азотфиксирующими микроорганизмами. — *Ред.*

Свойства поглощающего комплекса и почвы в целом при насыщении его различными катионами. Свойство поглощающего комплекса и, следовательно, всей почвенной массы в целом в сильной степени зависит от характера поглощенных катионов. Наиболее ярко различия этих свойств выступают при сравнении почв, насыщенных только двухвалентными катионами (преимущественно Ca^{2+} с участием Mg^{2+}), с почвами, которые имеют в составе своих поглощенных катионов ион H^+ или ион Na^+ .

Наиболее важными свойствами, которые зависят от поглощенных катионов, являются: а) характер дисперсного состояния почвы; б) устойчивость поглощающего комплекса к действию на него воды и уголекислоты; в) реакция почвы.

Когда почва насыщена ионом кальция (+ магния), то ее масса оказывается в ясно выраженном агрегатном состоянии, причем эти агрегаты весьма устойчивы по отношению к воде; следовательно, дисперсность такой массы мала. Соответственно своей устойчивости и малой степени диссоциации поглощенного кальция, реакция почвы оказывается нейтральной или лишь слабощелочной (рН около 7,0).

Все эти характеристики, присущие почвам, насыщенным двухвалентными катионами, оказываются вполне благоприятными в мелиоративном и сельскохозяйственном отношении. Такими свойствами обладают почвы степного типа почвообразования — черноземы, каштановые, сероземы.

Когда в составе поглощенных катионов появляется ион водорода, то почва мало изменяет свое дисперсное состояние, но ее реакция становится кислой (рН меньше 7,0), при этом кислотность тем выше, чем больше поглощенного водорода. При рН ниже 5,5—6,0 многие растения (и микроорганизмы) уже страдают и, следовательно, почва требует коренного улучшения.

Почвы с поглощенным водородом и кислой реакцией широко распространены в северной зоне (подзолистые, болотные) и в южной тропической и субтропической (латеритный тип почвообразования).

При внедрении в поглощающий комплекс иона натрия все свойства первого (дисперсность, устойчивость и реакция) изменяются крайне резко. *Почвы, в составе поглощенных катионов которых находится в значительном количестве ион натрия, называются солонцами, а при меньшем его содержании — солонцеватыми.* Процесс же внедрения в поглощающий комплекс иона натрия получил название *солонцового* процесса.

СОЛОНЦЫ

Солонцы и солонцеватые почвы широко распространены в степных и полупустынных районах, в черноземной, каштановой и сероземной почвенных зонах.

Во время вегетации растительности, уже при наружном осмотре степи, солонцовые почвы обычно ясно выступают в виде мелких

или значительных по площади пятен, то голых, то покрытых бедной свойственной таким землям растительностью (черная полынь, петросимония, кокпек и др.). Количество солонцовых пятен может быть различно: в одних случаях они единичны, в других вся степь испещрена ими и поверхность пятен может составлять 50 и даже 75% всей площади; хорошие степные почвы занимают в этих случаях уже подчиненное место. При значительном количестве солонцовых пятен степь именуется обычно *комплексной степью*, и почвенный покров ее называют *солонцовым комплексом*. Понятно, что общая сельскохозяйственная и мелиоративная оценка комплексной степи определяется процентом солонцовых почв в этом комплексе.

Характеристика солонцов. Солонцы характеризуются специфическим и своеобразным строением своего вертикального профиля, по которому они легко распознаются в поле на разрезе. В своем типичном выражении солонец (так называемый столбчатый) имеет следующее строение (рис. 45).

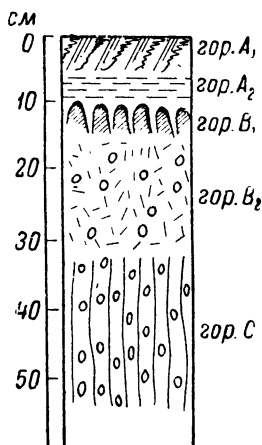


Рис. 45. Столбчатый солонец. Кругжками обозначены соли.

мистая присыпка (так называемый *осолоделый* горизонт — от народного наименования таких почв — *солодь*).

Горизонт B_1 — иллювиальный, или горизонт вымывания, мощностью 5—15 см, обычно очень резко отличающийся от горизонта А. Характеризуется прежде всего очень большой плотностью и связностью — он с трудом поддается действию лопаты. По цвету выделяется на разрезе своей яркобурой или темной окраской. В столбчатом солонце этот горизонт весь разбит вертикальными трещинами на столбики с закругленными сверху головками. В других модификациях солонцов этот горизонт представляется глыбистым, ореховатым или иных форм структуры. Всегда уплотненный горизонт В и является основным морфологическим признаком, по которому обычно узнают солонцы в поле на разрезе.

В нижней части горизонта B_1 типичных солонцов, на глубине 20 см и более от поверхности почвы, в подгоризонте B_2 , обычно уже на глаз заметны скопления воднорастворимых солей; плотность подгоризонта становится меньшей. Горизонт С и все нижележащие слои вплоть до грунтовой воды представлены карбонатной и сильнозасоленной породой обычной плотности.

Специфический морфологический профиль солонца характеризуется одновременно и специфическими физико-химическими показателями. Как уже было сказано, первым и основным показателем является наличие в поглощающем комплексе почвы поглощенного натрия (табл. 48).

Солонец из-под Челябинска (К. Глинка)

Горизонты и глубины взятия образцов (в см)	Поглощенные катионы (в % от емкости поглощения почвы)		
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺
A — 0—5	52,9	39,7	7,4
B ₁ — 10—24	19,2	58,1	22,7
B ₂ — 40—45	53,4		46,6
C — 100	83,8		16,2

Из таблицы видно, что поглощенный натрий присутствует во всех горизонтах, но в горизонте А его незначительное количество, а максимум падает на горизонт В. Этот максимум является общей закономерностью для солонцеватых почв.

Вторым существенным признаком солонцовых почв является своеобразное распределение в них воднорастворимых солей, что видно из таблицы 49 (см. стр. 168).

Для одного из солонцов Заволжья распределение воднорастворимых солей показано на рисунке 46 (И. Н. Антипов-Каратаев).

Характерным в распределении воднорастворимых солей является следующее:

1) в верхних горизонтах А и В₁ содержание солей незначительно, однако уже в В₂ количество их поднимается до 0,5%, а еще ниже по всей толще оно составляет 1,2%;

2) засоление сверху по преимуществу хлоридное, внизу — хлоридно-сульфатное;

3) в верхних горизонтах щелочность повышена со значительным участием бикарбоната натрия. Во многих случаях в горизонте В наблюдается нормальная сода.

Следовательно, природные солонцы представляют собой комбинацию двух основных процессов: солонцового в верхних горизонтах и солончакового в нижних, но захватывающего также и корнеобитаемую зону.

Третьим существенным признаком солонцов является обеднение горизонта А илистыми, коллоидными частицами, полутораксиями и обогащение его пылевой и коллоидной кремнекислотой; одновременно горизонт В обогащается илом и полутораксиями, представляя собой иллювиальный горизонт, очень

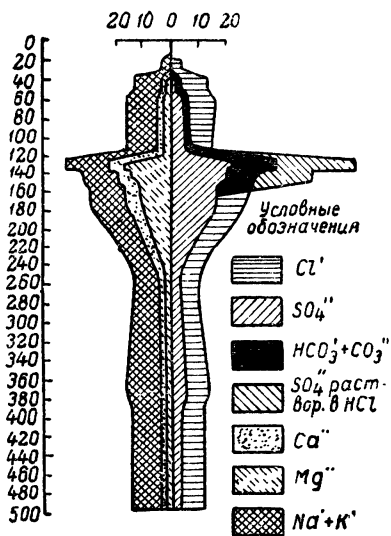


Рис. 46. Солевой профиль солонца.

**Воднорастворимые соли солонца из района Тингутинской опытной станции
(Сталинградская область, Красноармейский район, Л. Н. Розов)**

Горизонт (в см)	Плотный остаток	Cl'	SO ₄ ''	Щелочность (в HCO ₃ ')		
		в %		общая	связанная с Са''	связанная с Na'
0—3,5	0,090	0,003	Нет	0,040	0,013	0,027
3,5—13	0,228	0,056	Следы	0,058	0,046	0,012
18—26	0,500	0,272	0,028	0,046	0,032	0,014
33—42	0,576	0,232	0,060	0,035	0,018	0,017
54—64	1,336	0,322	0,890	0,026	0,012	0,014
72—84	1,046	0,311	0,329	0,028	0,016	0,012
90—100	2,166	0,284	1,077	0,019	0,015	0,004
108—118	2,006	0,292	0,967	0,024	0,016	0,008
151—161	1,266	0,304	0,456	0,034	0,012	0,022

плотный, вязкий и практически почти водонепроницаемый (табл. 50, 51 и 52).

Т а б л и ц а 50

**Количество глинистой фракции с частицами меньше 0,01 мм в солонце из
Тургайского района Кустанайской области Казахской ССР**

Глубина (в см)	0—20	20—25	25—42	42—67	67—100
Частицы < 0,01 мм (в %)	19,8	19,8	34,38	47,05	42,70

Т а б л и ц а 51

Полуторные окислы в енисейском солонце

Глубина (в см)	0—3	15—21	21—29	32—41
R ₂ O ₃ (в %)	17,4	16,3	20,5	22,7

Т а б л и ц а 52

**Количество аморфной кремнекислоты (SiO₂), растворимой в 5% HCl,
в челябинском солонце**

Глубина (в см)	0—5	5—10	15—20	40—50	60—65
SiO ₂ (в %)	6,87	5,67	2,26	0,90	0,76

В соответствии с этими процессами перераспределения по горизонтам названных элементов почвенной массы возникает четвертый существенный признак солонцов, а именно: общая емкость поглощения горизонта А сильно падает, а горизонта В увеличивается, что видно из таблицы 53.

**Емкость поглощения солонца из Красноармейского района
Сталинградской области**

Глубина (в см)	0—3	3—13	18—26
Емкость поглощения (в м.-экв.)	10,96	30,35	23,30

Таковы основные, общие и закономерные физико-химические черты, присущие всем солонцам или вообще солонцовым почвам. Эти черты определяются общностью условий возникновения этих почв, которые заключаются во внедрении в поглощающий комплекс иона натрия. Поскольку, однако, в природной обстановке мы имеем дело с постоянно изменяющимися, динамическими, процессами аккумуляции и выщелачивания воднорастворимых солей, внедрения и вытеснения поглощенного натрия, накопления и разрушения органического вещества, осуществляющимися при этом в различных физико-географических условиях (климатических, геоморфологических, топографических и гидрогеологических), постольку, естественно, мы находим в природе чрезвычайно разнообразие солонцовых почв, с разной степенью выраженности типичных солонцовых черт, характеризующих различные фазы, или стадии, развития солонцового процесса. Мы отметим из них только формы, важнейшие в практическом мелиоративном отношении.

По степени солонцеватости природные солонцовые почвы подразделяют на три группы: 1) слабосолонцеватые — содержат поглощенного натрия до 5—10% от емкости; 2) среднес- и сильно-солонцеватые — от 10 до 20—30%; 3) солонцы — свыше 20—30%.

По мощности горизонта А солонцовые почвы подразделяют также на три группы: 1) корковые солонцы; 2) среднестолбчатые солонцы; 3) глубокостолбчатые солонцы.

Для Заволжья И. Ф. Садовников дает этим группам следующую характеристику (табл. 54).

Мощность горизонта А имеет большое практическое значение, так как это наименее солонцовый и наиболее плодородный горизонт.

В данном случае для солонцов Заволжья оказалось, что подразделение по мощности горизонта А хорошо коррелируется со степенью солонцеватости: корковые солонцы имеют наибольший процент поглощенного натрия, а глубокостолбчатые — наименьший.

Чрезвычайно важное практическое значение имеет подразделение солонцовых почв по глубине, степени и качеству засоления их профиля. В солонцовых почвах засоление обычно ясно выражено в подсолонцовых горизонтах (начиная с горизонта В₂). Корковые солонцы засолены почти с поверхности, тогда как в

Поглощенные основания и мощность горизонта А в солонцах Заволжья

Почвенные горизонты	Мощность горизонта А (в см)	В миллиэквивалентах на 100 г почвы				
		поглощен- ный Са ⁺⁺	поглощен- ный Mg ⁺⁺	поглощен- ный Na ⁺	сумма поглощен- ных оснований	процент поглощен- ного Na ⁺

Корковые солонцы

А	4,4	15,11	8,15	5,51	28,78	20,24
В ₁	—	20,61	17,50	20,85	59,03	33,77

Среднестолбчатые солонцы

А	8,44	13,68	6,15	1,80	21,63	7,98
В ₁	—	15,45	19,44	12,74	47,60	26,27

Глубокостолбчатые солонцы

А	15,0	21,27	9,13	1,53	31,93	5,06
В ₁	—	19,05	18,46	5,87	43,11	14,07

глубокостолбчатых солонцах вредные количества солей часто наблюдаются лишь в конце первого метра профиля. По качеству солей в природе встречаются солонцы всех видов засоления: хлоридные, сульфатные, смешанные, содовые, гипсовые. Примеры хлоридно-сульфатного засоления солонцов приведены выше, в таблице 49 и на рисунке 46. Примером содового солонца может служить разрез № 61 со второй террасы р. Кутулук (Заволжье, В. А. Ковда) (табл. 55).

Таблица 55

Показатели содового солонца со второй террасы р. Кутулук

Глубины (в см)	Сухой остаток	Щелочность (в %)		Содержание солей (в %)					
		СО ₃ ^{''}	НСО ₃ [']	Cl [']	SO ₄ ^{''}	SO ₄ ^{''} гипса	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	СО ₂
0—3	0,248	0,014	0,080	Следы	Следы	Не об- нар.	Следы	Следы	Не оп- реде- ля- лось
5—10	0,312	0,042	0,195	0,015	»	»	»	»	
25—30	0,764	0,126	0,535	0,067	0,074	0,07	Не об- нар.	»	
75—80	0,154	0,009	0,112	0,087	Следы	0,02	То же	»	
110—120	Не опр.	Не об- нар.	0,053	Не об- нар.	Не об- нар.	Следы	» »	»	
170—175	То же	То же	0,041	То же	То же	»	» »	»	
240—250	0,078	» »	0,034	» »	Следы	Не об- нар.	» »	»	
С 260 см грун- товая вода (в г/л)	0,078	» »	0,305	0,014	0,156	То же	» »	»	

Содовые солонцы распространены преимущественно в черноземной зоне и чаще всего связаны с мало минерализованными, но щелочными грунтовыми водами. Хлоридное и сульфатное засоление солонцов господствует в каштановой, бурой и серой зонах.

В некоторых солонцовых почвах, на небольшой глубине от поверхности, наблюдаются скопления гипса.

Дисперсность солонцовых почв. Известно, что илистая часть почвы, насыщенная кальцием (и магнием), обычно почти полностью агрегатирована. При насыщении той же почвы ионом натрия все ее агрегаты почти полностью распадаются в воде на свои составляющие элементы, т. е. почвенная масса приобретает максимальную дисперсность, соответствующую ее элементарному механическому составу. Это видно из следующего эксперимента К. К. Гедройца с кубанским черноземом (табл. 56).

Т а б л и ц а 56

Изменения в составе почвенных частиц в результате насыщения почвы натрием

Наименование почв	Размеры частиц								Сумма частиц менее 0,001 мм
	0,25—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	1,0—0,54	0,54—0,40	0,40—0,28	0,28—0,22	Тоньше 0,22	
	в миллиметрах			в микронах					
Естественный чернозем, насыщенный (Са ⁺⁺ + Mg ⁺⁺)	15,2	26,3	15,6	10,6	20,8	4,0	1,2	1,3	37,9
Тот же чернозем, насыщенный Na ⁺ путем обработки раствором NaCl	13,0	19,2	5,6	2,6	4,3	3,2	1,8	45,3	57,2

Из этих цифр видно, что после насыщения натрием почва превратилась в массу, на 45% состоящую из частиц меньше 0,22 μ ; в естественном черноземе все эти частицы были связаны в агрегаты. При разрушении агрегатов освобождаются и диспергируют как минеральные, так и органические частицы (гумус). Так, из того же чернозема в его естественном состоянии перешли в водную вытяжку всего лишь следы органического вещества, тогда как после насыщения его натрием перешло 5,7 из 10%, т. е. более половины всего количества.

Эти крайние степени диспергации почвы, которые наблюдаются при полном насыщении ее натрием и которые приведены выше, имеют резко отрицательное значение в практике. Почва, насыщенная натрием, полностью теряет все элементы своей структур-

ности и становится совершенно водонепроницаемой. Коллоидный ил приобретает громадную набухаемость и водоудерживающую способность, как клей или желатина. Отдача воды путем испарения осуществляется крайне медленно (при обыкновенной температуре для удаления ее требуются месяцы), а после засыхания такой ил превращается в твердую рогообразную массу. Сопротивление раздавливанию кубика почвы приближается к сопротивлению бетона.

Естественно, что степень выраженности всех этих изменений определяется степенью насыщенности поглощающего комплекса натрием.

А. Панковым были проделаны опыты с почвой горизонта А тучного девственного северокавказского чернозема глинистого механического состава (частиц меньше 0,01 мм — 71,54%), поглощающий комплекс которого насыщен кальцием (47,40 м.-экв.) и магнием (12,16 м.-экв.). Из этой почвы были приготовлены отдельные пробы, в которых кальций и магний замещены натрием в количестве 0,1; 0,2; 0,3 и т. д. от емкости поглощения. В этих пробах определялись затем различные физические свойства.

Введение в поглощающий комплекс натрия достигалось путем обработки почвы соответствующим количеством соды, причем получающийся в результате обменной реакции углекислый кальций не удалялся из почвы. Присутствие извести вообще смягчает проявление тех специфических свойств, которые вызываются поглощенным натрием, и это действие тем резче, чем больше количество извести. В данном случае при насыщении почвы натрием больше чем на половину ее емкости количество извести становилось столь значительным, что оно в ряде случаев, повидимому, уже парализовало действие поглощенного натрия. Фактически определенные количества извести были следующие.

Степень насыщения натрием . .	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Процент извести .	0,12	0,48	0,82	1,33	1,56	2,04	2,66	2,76	2,86	3,86	4,83

Вследствие этого закономерный ход кривой изменения некоторых свойств параллельно увеличивающимся дозам натрия иногда оказывается нарушенным. В природе это может иметь место в карбонатных солонцах.

На рисунке 47 показаны изменения дисперсности почвы, выраженной количеством частиц меньше 0,001 мм при отношении почвы к воде 1 : 20.

Мы видим, что введение натрия в количестве 0,1 емкости поглощения очень резко повышает дисперсность, но затем с 0,3 подъем кривой замедляется, а с 0,5 практически прекращается. Это, несомненно, объясняется действием извести. На органическом веществе оно не сказывается, и потому кривая последнего поднимается до 0,9, можно сказать, прямолинейно; абсолютное возрастание дисперсности органического вещества определяется коэффициентом 8.

Изменение величины полной влагоемкости (определенной по Мейеру на фильтре) показано на рисунке 48. Мы видим, что влагоемкость возрастает до 0,9 почти прямолинейно, превышая в конечном пункте исходную величину в 3,6 раза. Если принять в расчет, что естественная почва удерживает в себе 42,32% воды по весу, то диспергированная удерживает, следовательно, уже 52%. В одном из опытов К. К. Гедройца водоудерживающая способность чернозема возросла при полном насыщении натрием (без CaCO_3) с 60 до 90%.

Водопроницаемость, определенная на тех же образцах и выраженная в количестве часов, необходимых для стекания фильтрата, показана на ри-

сунке 49. До насыщения в размере 0,6 емкости поглощения фильтрация очень резко уменьшается, дальше же изменение в силу влияния извести становится неправильным.

На рисунке 50 показано изменение объемов образцов почвы, влажных и сухих. Первую кривую можно условно принять за показатель набухаемости почвы, а вторую — за сжимаемость при высыхании. Мы видим, как резко изменяются эти свойства почвы в зависимости от степени насыщения почвы натрием. Практически это выражается в том, что если естественная почва имеет и в сухом и во влажном состоянии один и тот же объем, то при насыщении натрием 0,8 емкости поглощения влажная почва имеет объем в 2,3 раза меньший.

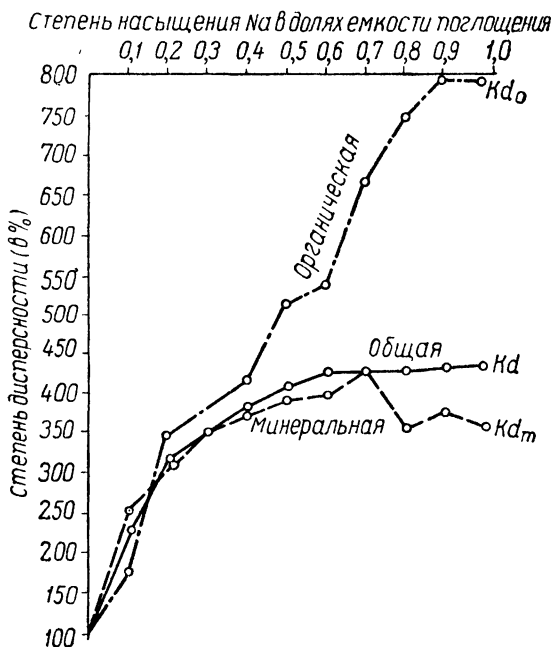


Рис. 47. Изменение дисперсности почвы (Папков).

Соппротивление раздавливанию было измерено на приборе Лубны-Гердика для кубиков 8 см³ и шариков 4,20 см³.

Полученные данные для кубиков, выраженные в килограммах на 1 см², показаны на рисунке 51. Мы видим, что сопротивление раздавливанию возрастает по чрезвычайно крутой кривой.

После насыщения натрием 0,7 емкости поглощения сопротивление падает в связи с трещиноватостью кубиков и, несомненно, действием извести.

Все эти изменения имеют громадное практическое значение с точки зрения условий развития корней растений, обработки почвы и собственно в мелиорации, с точки зрения производства всякого рода земляных работ, условий фильтрации воды, организации поливов и пр. Поэтому детальное изучение всех этих явлений, применительно к различным типам и вариантам почв, представляет собой одну из актуальных задач исследования.

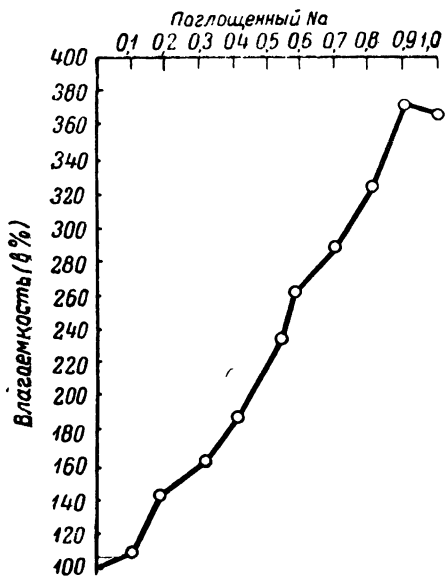


Рис. 48. Изменение влагоемкости почвы (Панков).

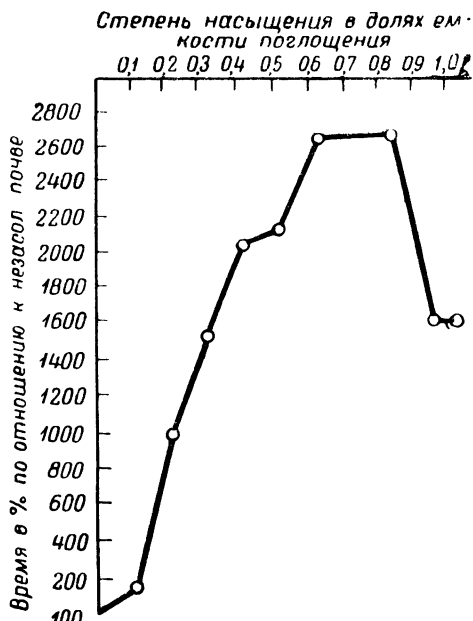


Рис. 49. Изменение времени фильтрации.

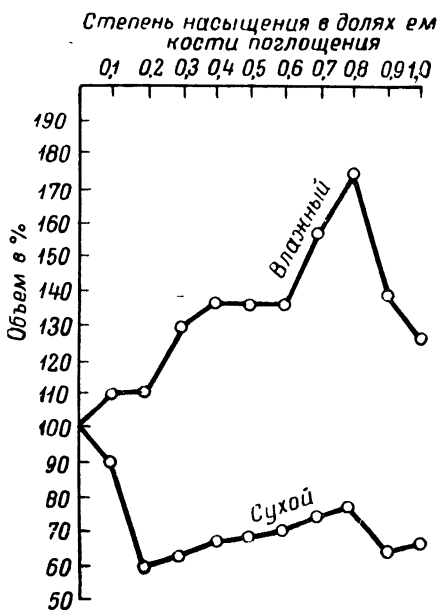


Рис. 50. Изменение объема почвы при увлажнении и высыхании (Панков).

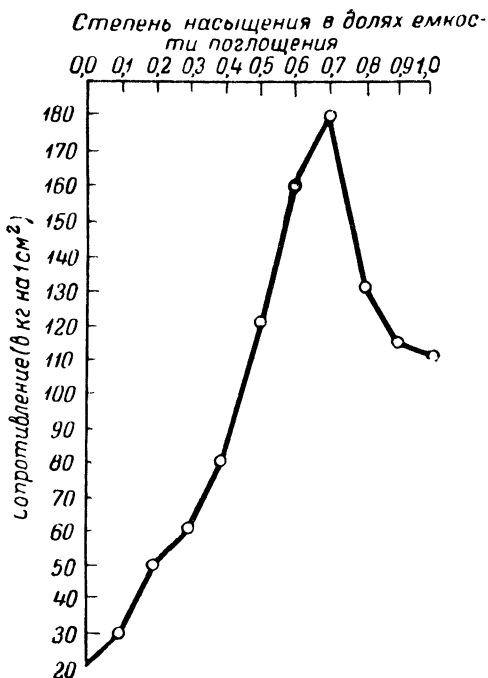


Рис. 51. Изменение связности почвы (Панков).

В состоянии тонкой дисперсности ил приобретает способность проникать через все фильтры и, в частности, через толщу почвы. Проникая в нее на некоторую глубину, он задерживается здесь или в силу явлений механического поглощения, или коагулируя при встрече с солевыми растворами и образует таким образом иллювиальные водонепроницаемые горизонты.

Устойчивость солонцовой массы по отношению к воде и углекислоте. В силу своей громадной распыленности поглощающий комплекс, насыщенный натрием, приобретает резко выраженную повышенную реактивную способность и потому легко распадается под действием воды, особенно воды, содержащей углекислоту.

В одном из опытов К. К. Гедройца при сравнении действия воды на суглинистый чернозем, естественный и насыщенный натрием, получились следующие результаты (табл. 57).

Т а б л и ц а 57

Действие воды на суглинистый чернозем, естественный и насыщенный натрием

Почвы и их обработка	Перешло в раствор (в % от веса сухой почвы) при промывке 5 г почвы 1 л воды		
	R_2O_3	SiO_2	Сумма минеральных веществ
Естественная почва, промывалась водой	Следы	0,016	0,09
Та же почва, насыщена натрием и промыта водой	0,89	0,296	1,88
Почва насыщена натрием и промыта водой, насыщенной CO_2	1,72	0,464	3,28

Наличие в растворе полуторных окислов и кремнекислоты свидетельствует о распаде основного анионного ядра поглощающего комплекса почвы. Из сравнения цифр по вертикальным рядам с очевидностью следует, в какой громадной степени возрастает эта разрушаемость комплекса при насыщении воды углекислотой. Необходимо при этом помнить, что природная почвенная вода если и не насыщена, то всегда содержит значительные количества углекислоты и, следовательно, размер разрушения комплекса в природе будет лежать между показателями двух крайних случаев эксперимента.

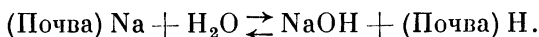
В одном из наших определений растворимость полутораокисей и кремнекислоты в 0,05 N соляной кислоты в естественных почвах одного и того же типа (каштановые солонцеватые Заволжья), но с разным количеством поглощенного натрия выразилась следующими цифрами:

количество поглощенного натрия (в процентах от общей емкости поглощения почвы)	6	9	21
растворимость SiO_2	0,20	0,37	0,60
» R_2O_3	0,18	0,37	0,50

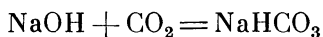
Закономерность явления в этих естественных почвах оказывается совершенно такой же, что и в эксперименте, т. е. растворимость обоих элементов резко возрастает с увеличением в почве количества поглощенного натрия.

Явление энергичного распада поглощающего комплекса в случае насыщения его натрием имеет в практике резко отрицательное значение. Поглощающий комплекс, как мы знаем, является наиболее активной, наиболее реактивноспособной составной частью почвы. Им определяются в значительной мере основные физические свойства почвы (агрегатность, порозность, следовательно, водные свойства и т. д.), химические реакции и биологическая деятельность. При разрушении поглощающий комплекс превращается в инертные окислы кремния, железа и алюминия. В ряде случаев при этом (в солонцовых почвах) полутораокиси выщелачиваются вниз, на месте остается лишь кремнекислота в виде тонкой бесплодной пыли. Таким образом, в этом процессе осуществляется в конечном итоге сельскохозяйственное обесценивание почвы. В природе этого типа явления наблюдаются в так называемых солодах.

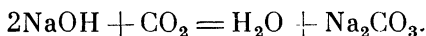
Возникновение в солонцовых почвах щелочной реакции, образование соды. Акад. К. К. Гедройц экспериментально установил, что вследствие высокой реактивной способности поглощающего комплекса, насыщенного натрием, в почве возникает щелочная реакция по схеме:



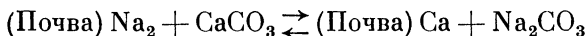
В случае присутствия углекислоты, что в природной обстановке всегда имеет место, едкий натр сейчас же переходит в соду по уравнению:



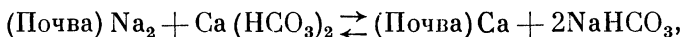
или



В случае естественной почвы указанные здесь реакции не идут до конца, так как образующиеся щелочи действуют в обратном направлении на поглощающий комплекс, насыщенный водородом, и таким образом устанавливается некоторое равновесие. При действии на почву углекислого кальция по схемам:



или



продукция соды оказывается значительно большей. Так, в эксперименте К. К. Гедройца при действии чистой водой на почву, насыщенную натрием, получилось соды 0,042%, при действии же $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2$ — 0,525%, т. е. в 11 раз больше.

Зависимость величины щелочности от количества поглощенного натрия в почве выявлена в эксперименте А. Панкова. Он приготовил водные вытяжки

из чернозема, искусственно насыщенного разными дозами натрия, и получил следующие цифры (табл. 58).

Т а б л и ц а 58

Зависимость величины щелочности от количества поглощенного натрия

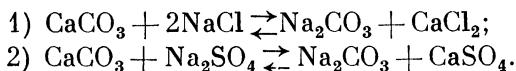
Показатели	Степень насыщенности почвы натрием в долях от всей емкости										
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
Щелочность:											
общая (в HCO_3)	42	122	268	390	488	591	884	909	1110	1622	2074
нормальных карбонатов (в CO_3)	—	—	—	—	—	60	168	234	254	288	408
бикарбонатов, щелочей (в HCO_3)	42	122	268	390	488	519	350	543	691	691	693
щелочных земель (в HCO_3)	—	—	—	—	—	12	107	131	164	643	973
Сухой остаток	55	450	885	1635	2400	2460	2800	2900	3800	4260	4500
Минеральный остаток за вычетом растворимого переноса	16	354	695	1377	2100	1232	82	48	974	1318	1327
Цвет вытяжки	Соломенно-желтый	Крепкого чая	Темно-коричневый								
							Крепкого кофе				
Относительная растворимость гумуса	1/250	1/103	1/52	1/38	1/33	1/8	1/3	1/3	1/3	1/3	1/3
В процентах	100	250	487	662	777	3318	7225	7313	7246	7545	8136

Мы видим, что щелочность по мере увеличения количества поглощенного натрия возрастает чрезвычайно быстро и при полном насыщении натрием (1,0) почти в 20 раз превышает щелочность почвы, насыщенной на 0,1 ее емкости. При насыщении половины емкости (0,5) в растворе, кроме бикарбоната натрия, появляется и нормальная сода.

В последних строках таблицы 58 показано возрастание растворимости гумуса. При полном насыщении почвы натрием растворимость его более чем в 800 раз выше исходной и равна приблизительно $\frac{1}{3}$ валового количества гумуса в естественной почве.

Так как сода является одной из самых вредных солей, то, очевидно, это свойство солонцовых почв должно оцениваться как вредное с практической сельскохозяйственной точки зрения.

Другой путь образования соды в почве указан проф. Гильгардом и осуществляется он по следующим схемам:



По второй схеме образуется соды несколько больше в силу меньшей растворимости гипса по сравнению с хлористым кальцием. Обе эти схемы реализуются в почвах солончаковых.

В заключение необходимо отметить, что при произрастании на солонцовой почве растений в них происходит нарушение об-

мена веществ, в результате которого растение или угнетается, или гибнет. Для нормального развития растений в них должны поступать из почвенного раствора ионы Ca^{++} , Mg^{++} и Na^{+} в определенных соотношениях (К. К. Гедройц, Е. И. Ратнер и др.). Эти соотношения регулируются в значительной мере составом поглощенных оснований почвы. При значительных количествах в поглощающем комплексе иона Na^{+} поступление в растение ионов Ca^{++} и Mg^{++} нарушается и растение страдает. Итак, во всех случаях, когда почва полностью или в значительной части своей емкости насыщена ионом натрия, она приобретает крайне неблагоприятные свойства (высокую дисперсность и плохие водно-физические свойства, легкую разрушаемость, щелочную реакцию и неблагоприятный состав почвенного раствора), которые не позволяют нормально культивировать на ней растения.

Происхождение солонцов

Природные солонцовые почвы являются следствием процессов, развивавшихся в природе в течение длительных периодов времени.

Все солонцовые почвы в своем историческом развитии неизбежно должны переживать стадию воздействия натриевых солей. Без этого поглощающий комплекс почвы не может быть обогащен натрием. При этом, по существу, безразлично, будет ли почва засолена в форме явного натриевого солончака или же она длительно будет испытывать на себе воздействие хотя бы очень слабых, но постоянно сменяющихся растворов натриевых солей. В конечном счете, если в почве устанавливается преобладание нисходящих токов воды, выщелачивающих соли, то поглощающий комплекс будет обогащен натрием и почва превратится в своих поверхностных горизонтах в солонцовую. Дальнейшее формирование морфологически типичного солонца будет уже следствием этой начальной фазы, а именно — при насыщении почвы натрием она приобретает высокую степень дисперсности, в силу чего почвенный минеральный ил и органическое вещество приобретают способность вымываться в толщу почвы. Это вымывание может осуществляться лишь на некоторую определенную глубину, так как, во-первых, в силу явлений механического поглощения и, во-вторых, в силу явлений коагуляции при встрече с солевыми растворами ил быстро оседает и, таким образом, формируется иллювиальный горизонт В, типичный для солонца. Одновременно часть коллоидов распадается на полутораокси и кремнекислоту. В данных условиях кремнекислота оказывается в неустойчивом состоянии и выпадает в горизонт А, а полутораокси перемещаются вместе с илом и аккумулируются в горизонте В.

Эти закономерные процессы и отражены в вышеприведенных таблицах.

Первыми исследователями (Докучаев, Сибирцев) солонцовые почвы считались образованиями интразональными, т. е. могу-

щими возникнуть в любой почвенной зоне, и в своем распространении не подчиняющимися общим закономерностям.

Позднейшие исследования показали, однако, что хотя, действительно, солонцовые почвы наблюдаются в различных почвенных зонах, тем не менее основная масса их располагается строго закономерно, аналогично другим почвенным типам. Солонцы каждой почвенной зоны в своем распространении также подчинены определенным закономерностям — геоморфологическим, топографическим и гидрогеологическим.

Начиная с севера, первые солонцы появляются в черноземной зоне. Здесь они занимают иногда заметные пространства на плоских, бессточных, недренированных плато. В северной части зоны они комбинируются иногда с резко выраженными заболоченными и поросшими осиновыми кустами понижениями, располагаясь по их окраинам. В южной части зоны они располагаются главным образом в так называемых подах — плоских широких впадинах рельефа.

Вторым месторасположением солонцов являются речные террасы и предовражные склоны, т. е. территории преимущественной аккумуляции солей и формирования солончаков. Однако при условии достаточно низкого базиса эрозии грунтовые воды могут понизиться настолько, что в почве становится господствующим нисходящий ток воды, выщелачивающий воднорастворимые соли; с этого момента создаются благоприятные условия для формирования солонцов. Во многих речных бассейнах террасы так называемого высокого уровня (незатопляемые) покрыты солонцовыми комплексами, тогда как на террасах низкого уровня (с близкими грунтовыми водами) распространены солончаковые почвы (Д. Г. Виленский, Б. Б. Полюнов и др.). С мелиоративной точки зрения эти местообитания заслуживают особенного внимания, так как именно сюда чаще всего проектируется подача оросительной воды.

Областью максимального развития солонцовых почв является зона каштановых почв. Южная часть этой зоны (так называемые светлокаштановые почвы) по существу сплошь представлена почвами в той или иной мере солонцеватыми с большим участием наиболее типично выраженных солонцов. Эта часть каштановой зоны справедливо называется и обозначается на картах зоной «солонцовых комплексов». Такие комплексы занимают у нас обширные территории, начинаясь на юго-западе в Северном Крыму, затем идут по побережью Азовского моря, представлены в бассейне Маныча, широко охватывают Нижнюю Волгу, переходят в Северный Казахстан, Западно-Сибирские степи и далее на северо-восток. Особенно ярко эти комплексы выражены в равнинах, сложенных соленосными (как морскими, так и континентальными) породами, как область каспийских отложений в Поволжье, Западно-Сибирские степи и др. В областях вторичных пресных отложений солонцовые комплексы приурочиваются к речным

террасам, шлейфам склонов, окраинам лиманов и прочим понижениям.

Далее на юг, в области бурых почв, количество солонцов становится значительно меньшим, их сменяют солончаки.

В области сероземов Средней Азии обычно солонцы встречаются сравнительно редко, но все же отмечены на речных террасах в Фергане (Л. П. Розов), в Голодной степи (В. П. Козлов) и особенно в Дальверзинской степи (С. А. Кудрин и А. Н. Розанов). Значительно более широко здесь распространены образования, носящие название «такыров», среди которых многие, несомненно, являются солонцовыми.

В сероземной зоне Закавказья солонцовые почвы обычного типа, но преимущественно карбонатные, распространены значительно шире, чем в Средней Азии.

Мелиорация солонцовых почв

Как следует из всего вышеизложенного, солонцовые почвы в своем естественном состоянии или совсем непригодны для сельскохозяйственного использования (в случаях высоких степеней солонцеватости), или обладают низкими сельскохозяйственными свойствами (при более низких степенях солонцеватости). Такая оценка солонцовых почв базируется на следующих основных конкретных показателях: 1) маломощный поверхностный горизонт А находится в условиях распада коллоидной массы и выноса основных составных частей почвы. Конечным выражением этого процесса является формирование «солоди», в которой поверхностный горизонт состоит в значительной части из бесплодной кварцевой пыли; 2) все выносимые из верхних горизонтов вещества скапливаются в иллювиальном горизонте В, который оказывается в силу этого обогащенным питательными для растений элементами (фосфор, азот, калий). Однако этот горизонт также неплодороден в силу крайне плохих физических свойств его и повышенной щелочной реакции. Коллоидная масса горизонта В, липкая и вязкая во влажном состоянии, при высыхании сжимается, трескается, образует твердые, как камень, глыбы и столбы и становится недоступной корням растений; некоторые исследователи справедливо называют этот горизонт «могилой для корней»; 3) в солонцовых почвах, обычно близко к поверхности, в пределах корнеобитаемой зоны, залегают вредные солевые горизонты, которые не позволяют растительности нормально развиваться.

Соответствующими приемами мелиорации все солонцовые почвы могут быть превращены в полноценные сельскохозяйственные угодья.

Общая схема мелиорации. Общий и основной прием мелиорации солонцовых почв заключается в замещении поглощенного натрия ионом кальция. Однако поскольку природные солонцовые почвы представляют собой не простую однородную солонцо-

вую массу, а сложную свиту почвенных горизонтов с различными свойствами, постольку и приемы мелиорации этих объектов оказываются разнообразными — то более, то менее сложными. Тем не менее основные задачи мелиорации во всех случаях остаются общими и именно следующими:

1) создание достаточно мощного и полноценного пахотного горизонта А;

2) устранение из всех горизонтов корнеобитаемой зоны вредных количеств поглощенного натрия;

3) устранение вредных физических свойств иллювиального горизонта В;

4) удаление из всех корнеобитаемых горизонтов вредных количеств воднорастворимых солей;

5) предупреждение возможности вторичного засоления мелиорированных солонцовых почв.

Решение этих задач обычно достигается применением взаимосвязанной системы мелиораций, основные элементы которой составляют: планировка, углубление пахотного горизонта, химизация, правильная агротехника и др.

В практических условиях при установлении необходимых мероприятий можно руководствоваться следующим.

1) *Почвы слабосолонцеватые* могут использоваться без специальных мероприятий по удалению поглощенного натрия, но требуют приспособления агротехники к специфическим условиям почвы. При химизации продукты обмена могут не промываться.

Следует отметить, что на ряде почв (например, черноземных) солонцеватость до 5% емкости поглощения может быть даже полезной, стимулирующей активность почвенных процессов.

2) *Почвы средне- и сильносолонцеватые* могут быть введены в эксплуатацию, но одновременно требуют химизации и промывки.

3) *Солонцы* требуют химизации и промывок до начала их эксплуатации.

Степень вредности солонцеватости зависит от типа почвы, культивируемого растения, а также от характера агротехники, поэтому приведенная классификация является лишь ориентировочной и по отдельным районам подлежит уточнению на основании местных данных.

Задача п л а н и р о в к и заключается в следующем: почвенный покров территорий, подлежащих мелиорации, обычно представлен солонцовым комплексом, в котором солонцы залегают в микропонижениях, а повышенные ровные пространства покрыты почвами несолонцовыми или слабосолонцеватыми.

При планировке небольшой слой (3—5 см) несолонцовых почв свозится на солонцовые микропонижения, и они таким образом выравниваются.

Мощность и качество горизонта А солонцеватой почвы в результате этого настолько улучшаются, что в ряде случаев на

таких участках удастся уже получать удовлетворительный урожай.

Этот прием, специально изучавшийся в условиях сухого земледелия Западной Сибири Н. В. Орловским и получивший наименование «землевания солонцов», дал хороший эффект.

Углубление пахотного горизонта с вовлечением в него всего или части иллювиального горизонта В имеет следующий мелиоративный смысл: во-первых, в осолоделый горизонт А возвращаются из горизонта В потерянные коллоидные массы, что создает предпосылку для создания лучшей структуры и повышения плодородия; во-вторых, смешивая сильносолонцовый горизонт В с несолонцеватым (или слабосолонцеватым) горизонтом А, мы выравниваем среднюю концентрацию поглощенного натрия в этих двух горизонтах; при этом вредная степень солонцеватости может или полностью исчезнуть (при невысокой исходной солонцеватости и значительной мощности горизонта А), или вредность только понизится, что потребует меньших доз химикалий для ее окончательного устранения.

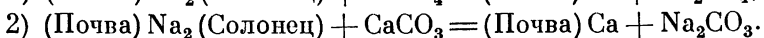
Во всех случаях, когда названных двух мероприятий оказывается недостаточно для устранения вредных влияний солонцеватости, необходимо прямое удаление поглощенного натрия методом внесения кальциевых солей (химизация) и промывки.

Мелиорация солонцовой почвы в этом случае складывается из двух фаз, а именно:

- 1) в почве поглощенный натрий должен быть замещен на кальций — это химическая фаза мелиорации;
- 2) возникающий при этом продукт обмена в виде воднорастворимой соли должен быть вымыт из почвы — это физическая фаза мелиорации.

Для химической фазы мелиорации солонца может быть употреблена любая кальциевая соль, но практически обычно применяется гипс или известь, как соли наиболее доступные.

Самые реакции осуществляются здесь по следующим схемам:



Получающиеся продукты обмена в виде глауберовой соли или соды должны немедленно удаляться промывкой, чтобы они не вредили растительности и не могли вновь восстанавливать солонцовый процесс.

Количество кальция, необходимого для мелиорации, зависит от количества поглощенного натрия. Исследования, проведенные почвенно-мелиоративной лабораторией ВНИИГиМ (Т. А. Лобанова) показывают, что при обработке почвы гипсовым раствором в количестве, эквивалентном поглощенному натрию, последний вытесняется в размере около 80%. Как указано, поглощение около 5% натрия от емкости в ряде случаев безвредно для культур (не-

активный натрий). Исходя из этих данных можно для каждого частного случая приблизительно вычислить потребную дозу гипса.

Так, например, если солонец содержит 60% натрия от емкости поглощения, то эквивалентная доза гипса может вытеснить 48% емкости и останется в почве 12%. Следовательно, этой дозы гипса несколько мало. Если солонец содержит натрия 20% от емкости, то эквивалентная доза гипса вытеснит 16% и в почве останется всего 4% натрия. В этом случае доза гипса достаточна.

Из этих ориентировочных расчетов следует, что в большом числе практических случаев солонцовых почв, содержащих не более 20—30% поглощенного натрия, для мелиорации может быть достаточно эквивалентной дозы гипса, а при меньших степенях солонцеватости она может быть даже уменьшена. Необходимо, однако, помнить, что в практике эффективность внесения гипса зависит также от технических условий его применения, а именно: тонкости помола (растворимость), тщательности смешивания с почвой, условий промывки и пр. Для получения максимального эффекта все эти технические операции должны быть выполнены наилучшим образом.

Самый расчет эквивалентной дозы гипса производится следующим образом. Допустим, что в горизонте почвы мощностью 10 см содержится поглощенного натрия 20% емкости поглощения, равной 40 м.-экв. Отсюда количество натрия равно 8 м.-экв., или $\frac{8 \times 23}{1000} = 0,184$ г иона натрия на 100 г почвы, или 1,84 кг на тонну.

Слой почвы в 10 см на площади 1 га и при объемном весе 1,6 весит $10\,000 \times 1,6 \times 0,1 = 1600$ т; в нем находится $1600 \times 1,84 = 2944$ кг иона натрия. Для замещения 23 г Na требуется $\text{Ca} \frac{40,07}{2} = 20,035$ г, или на весь запас

$\text{Na} - 2944 \frac{20,035}{23} = 2565$ кг. В химически чистом гипсе ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) одной единице кальция соответствует 4,3 единицы гипса; следовательно, вычисленное количество потребного кальция соответствует $2565 \times 4,3 = 11\,029,5$ кг, что составит около 11 т гипса. Сделав аналогичные вычисления по другим горизонтам почвы, мы определим суммарное количество гипса на 1 га площади.

Чрезвычайно крупное значение имеет при химизации количество применяющейся воды и надлежащая промывка. Так, в опыте Почвенного института Академии наук СССР на Малоузенском солонцовом стационаре в Заволжье (В. Н. Филиппова и Н. Г. Фридман) на малых делянках коэффициент полезного действия гипса при норме 12 т/га, но без промывки, оказался равным 13% по отношению к делянкам, где проводилась промывка.

Количество вытесненного натрия при внесении химиката с последующей промывкой и без нее приводится в таблице 59.

Из цифр видно, что для слоя 0—40 см при промывке вытеснено поглощенного натрия в среднем 28%, а без промывки (но при вегетационном орошении) всего 13%, т. е. менее половины; гипс в этом случае лежит, следовательно, мертвым балластом. Тот же эффект ярко выражен и в опытах Н. И. Усова на Савинском участке, что видно из таблицы 60. Несмотря на то что в течение 4 лет все делянки орошались по норме за вегетацию

Количество вытесненного натрия из солонцевой почвы при химизации с последующей промывкой и без нее

№ делянок	Наименование химикатов и дозы	Процент вытесненного натрия от общего его количества в слое	
		0—30 см	0—40 см
706	Строительный гипс 6 т/га (60% по активному натрию)	41	} Промыта
743	То же	29	
546	Строительный гипс 12 т/га (120% по активному натрию)	44	
		27	} Не промыта
		36	
		13	

Таблица 60

Эффективность внесения гипса с последующей промывкой и без нее

№ делянок	Глубина (в см)	Доза гипса (в т/га)	Промывная норма (в т ³ /га)	Осталось поглощенного натрия (в % от контроля)	Средний процент оставшегося натрия по разрезу
12	0—10 20—30 40—50	Контроль, без гипса	Нет	100 100 100	100
15	0—10 20—30 40—50	8	Нет	68 73 83	75
18	0—10 20—30 40—50	8	9000	43 59 64	55
24	0—10 20—30 40—50	8	9000	47 40 45	44

3000 м³/га, делянка № 15 без промывки по содержанию поглощенного натрия сильно отличалась от делянок, получивших промывку. Это резко сказалось и на урожаях: за 4 года здесь были собраны следующие количества люцернового сена:

№ делянок	12	15	18	24
Центнеров сена с 1 га	162	180	240	276

Промывки после химизации в ряде случаев вызывают опасный подъем уровня грунтовых вод, так как солонцовые площади, как правило, имеют плохой отток последних. В связи с этим некоторые исследователи высказываются против промывок, идя, таким образом, на заведомое снижение эффективности самой мелиорации. Такие предложения надо считать неправильными. Решение задачи заключается не в исключении необходимого и полезного мероприятия, а в придании ему таких технических форм, при которых вредные явления не могли бы иметь места. Для этого прежде всего промывные нормы должны назначаться не механически, а в строгом соответствии с количеством внесенного химиката, который необходимо перевести в раствор, и после этого вымыть в необходимой степени продукты обмена. Затем техника промывки должна осуществляться таким образом, чтобы ни одна единица объема воды не фильтровалась через толщу почвы зря, не осуществляя максимального растворения химиката и, следовательно, реакции вытеснения натрия (см. выше о технике промывок солончаков, стр. 135).

Необходимо помнить, что в солонцах нужно промыть одновременно и его естественные соли, залегающие в подсолонцовых горизонтах. Наконец, в тех случаях, когда и при рациональной промывке все же создается угроза опасного подъема уровня грунтовых вод, необходимо или растянуть срок мелиорации на ряд лет (если это допустимо по хозяйственным соображениям), или устроить для искусственного отвода грунтовых вод дренаж того или иного типа.

Таким образом, промывки должны считаться обязательным элементом при мелиорации всех солонцовых почв. В условиях отсутствия оросительной воды с этой целью должны проводиться снегонакопление и задержание талых и ливневых вод.

Обычными химикатами при мелиорации солонцов являются гипс и известь. С точки зрения эффективности и величины необходимых промывных норм гипс более растворим; следовательно, реакция обмена протекает быстрее при меньшей затрате воды и продукт обмена легче выщелачивается. В опытах В. Н. Филипповой и Н. Г. Фридман при применении гипса и других химикатов в сочетании с последующей промывкой по норме 1000 м³/га получена на монолитах следующая эффективность этих мероприятий.

Химикаты (в т/га) . . .	Гипс 15	Мел 17	Мел 8,5 и сера 2,8	Мел 12,5 и сера 4,2	Мел 17 и ор- ганическое вещество 9,8
Процент вытесненного натрия	73	40	69	81	59

Из этих цифр видно, что даже при значительной промывной норме мел оказался наполовину эффективнее гипса. Прибавка к мелу серы, а также органического вещества может сильно

повысить его эффективность. В практике при всех видах мелиораций солонцов особо полезно внесение навоза.

В ряде случаев вместо гипса и извести для мелиорации солонцов могут быть использованы карбонатно-гипсовые нижние горизонты самих солонцов. Однако потребная для этого масса грунта может стать значительной. Так, например, в тех же опытах В. Н. Филипповой на 1 га вносилось вместо 6—8 т гипса 375 т карбонатно-сульфатного слоя почвы.

Другие приемы мелиорации. Кроме гипса и извести, для мелиорации солонцов могут быть применены различные другие вещества: сера, хлорная вода, гумат аммония, гумофос, различные отходы промышленности, но эффективность большинства этих химикатов находится пока в стадии первоначального экспериментального исследования.

Чистая сера в порошке (S) с успехом, и даже более эффективно, чем гипс, может быть применена для мелиорации солонцов на карбонатных почвах. Сера в почве под влиянием серобактерий окисляется в серный ангидрид, с водой он дает серную кислоту, которая переводит карбонат в гипс, и таким образом осуществляется нормальная мелиорация. В силу необходимости осуществления биологического процесса, мелиорирующий эффект серы наступает лишь через год после ее внесения, но бывает более сильным, чем при внесении готового гипса. На бескарбонатных солонцах вносить серу не рекомендуется.

Очень быстро химическая мелиорация солонца осуществляется при обработке его трехвалентными катионами, вносимыми в почву, например, в форме железного купороса или квасцов ($KAl(SO_4)_2 \cdot 12 H_2O$).

Однако после такой мелиорации в некоторых случаях наблюдались отрицательные сельскохозяйственные явления в виде понижения фильтрации и подавления биологической деятельности, почему этот метод требует дальнейшего изучения.

Можно очень быстро вытеснить поглощенный натрий, применяя для промывки раствор серной или азотной кислоты. Однако в результате получится негодная кислая почва. Поэтому кислование может быть применимо на солонцах карбонатных (содержащих $CaCO_3$), где будет мелиорировать уже кальциевая соль.

Промывка солонцов водой может иметь успех в случае, когда последняя содержит значительные количества иона кальция.

С этой точки зрения заслуживают большого внимания минерализованные грунтовые воды, часто насыщенные гипсом.

Промывка чистой водой хотя и вызывает замещение иона натрия на водород, однако в силу малой концентрации водородного иона реакция осуществляется крайне медленно. Это можно иллюстрировать следующими результатами одного из наших лабораторных опытов по промывке естественной солонцовой почвы Заволжья. Горизонт почвы 20—30 см (бескарбонатный) содержал всего 9,38 м.-экв. натрия (что составляет 20,6% емкости поглощения) и промывался он методом последовательных водных вытяжек, в которых определялись хлор, серная кислота и сода. Полученные величины показаны в виде кривых на рисунке 52.

Кривая выщелачивания соды показывает ход вытеснения натрия ионом водорода. Мы видим, что в третьей водной вытяжке, когда хлористые и сернокислые соли почти выщелочились, количество соды достигло значительной величины — почти 0,08% против 0,02% первой вытяжки. Затем в дальнейших вытяжках количество соды медленно убывает и достигает исходной величины лишь в 17-й вытяжке. Если принять этот пункт за конечный для промывки, то оказывается, что на 100 г почвы необходимо 8,5 л воды. Пересчитав это на 10-сантиметровый слой почвы на гектар, мы получим величину 102 000 м³, явно неприемлемую для практических условий; к тому же в силу плохой фильтрации солонцовых масс операция промывки потребует десятилетий, и в результате мелиорации получится кислая почва — солодь.

Следует отметить, что в тех случаях, когда при мелиорации солонцов иллювиальный уплотненный горизонт В остается в своем естественном залегании (не вспахан и не разрыхлен), химической обработки с промывкой может оказаться недостаточно для полного улучшения солонца. Зависит это от того, что плохие свойства горизонта В определяются не только присутствием в нем поглощенного натрия, но одновременно и тем, что в него вымыто значительное количество илистых частиц, в результате чего он часто представляет собой тяжелоглинистую массу. Поэтому химизация может устранить полностью один вредный фактор — погло-

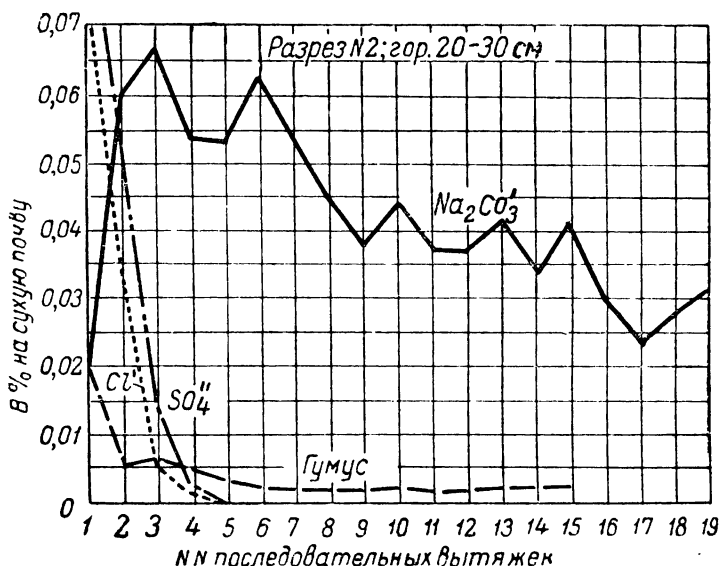


Рис. 52. Кривая выщелачивания соды из солонца.

щенный натрий, но далеко не сразу может исправить все неблагоприятные свойства глинистой массы, в частности водные свойства ее могут еще быть плохими.

Мы исследовали коэффициенты фильтрации для трех монолитов района Тингутинской опытной станции, взятых на целинной степи в нескольких метрах друг от друга и получили следующие результаты (табл. 61).

Монолиты имели длину 98 см и сечение 15×16 см. Отличие монолитов заключалось в степени их солонцеватости (табл. 62).

Цифры показывают, что в почве, представленной монолитом № 13, процент поглощенного натрия лежит в пределах 3,26—4,78 емкости поглощения (почва практически несолонцовая), монолитом № 14 — от 4,84 до 5,84 (почва слабосолонцеватая) и монолитом № 15 — от 6,18 до 27,70 (почва сильносолонцеватая).

**Коэффициенты фильтрации воды (в см/сек) для трех монолитов,
взятых в районе Тингутинской опытной станции**

Монолит 13. Время прохождения воды через монолит 6 час.		Монолит 14. Время прохождения воды через монолит 9 час. 15 мин.	Монолит 15. Время прохождения воды через монолит 14 час. 30 мин.		Монолит 15. Продолжение опыта с заменой воды раствором гипса	
Дата наблюдений (для монолитов № 13 и 14)	Коэффициент фильтрации	Коэффициент фильтрации	Дата наблюдений	Коэффициент фильтрации	Дата наблюдений	Коэффициент фильтрации
31/III	0,0004437	—	15/IV	0,0000010	13/V	0,0000017
1/IV	0,0004172	0,0000667	16/IV	0,0000013	15/V	0,0000018
2/IV	0,0003035	0,0000646	17/IV	0,0000015	21/V	0,0000022
3/IV	0,0002793	0,0000763	18/IV	0,0000014	30/V	0,0000021
5/IV	0,0002254	0,0000607	20/IV	0,0000013	7/VI	0,0000030
6/IV	0,0001901	0,0000532	21/IV	0,0000015	16/VI	0,0000032
7/IV	0,0002121	—	22/IV	0,0000016	24/VI	0,0000034
8/IV	0,0001811	0,0000461	23/IV	0,0000017	27/VI	0,0000034
9/IV	0,0001404	0,0000408	24/IV	0,0000017	1/VII	0,0000033
10/IV	0,0001317	0,0000355	25/IV	0,0000016	4/VII	0,0000040
15/IV	0,0001123	0,0000255	30/IV	0,0000016	6/VII	0,0000067
20/IV	0,0001721	—	5/V	0,0000016	8/VII	0,0000086
25/IV	0,0001043	0,0000219	7/V	0,0000016	9/VII	0,0000117
30/IV	0,0000753	0,0000016	8/V	0,0000018	11/VII	0,0000120
5/V	0,0000611	0,0000154	9/V	0,0000018	12/VII	0,0000073
10/V	0,0000544	0,0000138	11/V	0,0000017	14/VII	0,0000071
13/V	0,0000533	—	12/V	0,0000019	18/VII	0,0000057

Т а б л и ц а 62

Степень солонцеватости почвенных монолитов

№ монолита	Горизонт	Глубина (в см)	Емкость поглощения в (м.-экв.)	Поглощенные Na ⁺ + K ⁺ (в м.-экв.)	Процент поглощенного Na ⁺ + K ⁺ от емкости
13	A	0—6	13,13	0,628	4,78
	B ₁	11—20	22,48	0,822	3,66
	B ₂	26—34	25,02	0,818	3,26
14	A	0—8	27,61	1,612	5,84
	B ₁	9—14	28,65	1,457	5,09
	B ₂	19—32	21,43	1,037	4,84
15	A	0—3	10,96	0,677	6,18
	B ₁	3—13	30,35	7,194	23,70
	B ₂	18—25	23,30	4,857	20,85

Полученные показатели фильтрации свидетельствуют о том, что по мере увеличения солонцеватости коэффициент фильтрации резко падает. Так, если для начального момента фильтрацию монолита № 13 принять за 100, то для монолита № 14 она будет составлять 15 и для монолита № 15 всего 0,2. Эти различия представляют интерес потому, что они не соответствуют показаниям элементарного механического состава. Именно, в монолите № 15 количество илистой фракции с частицами менее 0,0005 мм не превышает 17,5%, тогда как в монолитах № 13 и 14 количество той же фракции поднимается до 23,47 и 30,24%. Следовательно, почва монолита № 15 наиболее легкая по механическому составу, а фильтрационная способность ее в 500 раз меньше, чем монолитов № 13 и 14.

В монолитах № 13 и 14 поглощающий комплекс насыщен преимущественно кальцием, и потому ил находится в прочном агрегатном состоянии и почва хорошо фильтрует, несмотря на большое абсолютное количество ила.

В монолите № 15 ила хотя и мало, но он дисперсирован натрием, и потому почва не фильтрует. Эти различия сказываются и на динамике коэффициента фильтрации: в монолитах № 13 и 14 коэффициент фильтрации падает от начала к концу опыта, тогда как фильтрация солонцового монолита № 15 не уменьшается, а увеличивается. Этот ход явлений можно непосредственно связать с составом поглощенных оснований. В самом деле, при промывании водой почвы, насыщенной кальцием, последний частично может замещаться ионом водорода, однако от этого заметного изменения фильтрации не произойдет. Наоборот, при замещении водородом иона натрия должно произойти увеличение фильтрации. В нашем случае мы наблюдаем такое соотношение явлений: несолонцеватый разрез № 13 дает к концу опыта уменьшение фильтрации почти в девять раз, слабосолонцеватый № 14 — только в 4—5 раз и сильно солонцеватый № 15 увеличивает фильтрацию почти в два раза.

В этом же опыте определялось изменение фильтрации монолита № 15 под влиянием гипса (табл. 61, крайняя правая графа). Для этого вода была заменена насыщенным раствором гипса, и фильтрация продолжалась без перерыва. Цифры показывают, что фильтрация медленно, но неуклонно растет, в конце второго месяца достигает своего максимума, превышающего в семь раз исходную величину, но в абсолютных цифрах это увеличение все же незначительно ($K = 0,0000120$). Надо считать, что это является результатом уплотнения иллювиального горизонта, которое уже не может быть достаточно разрыхлено коагуляцией кальцием.

Для получения более серьезного улучшения почвы, кроме химизации, необходимо применять механическое рыхление чизелем и культуру глубоко укореняющихся растений, которые придадут этому горизонту прочную структуру.

Капиллярные явления в солонцовых горизонтах почти еще не изучены.

Имеются указания, что отдельные столбики солонца неделями не поднимают капиллярно воду — так плотны эти столбики и так узки в них капилляры. Однако при подведении к ним раствора бариевой или кальциевой соли он довольно энергично поднимается. С этим обстоятельством нельзя не считаться, так как в природных условиях поднимаются всегда именно солевые растворы и, следовательно, возможно проникновение их через солонцовый горизонт на поверхность почвы.

Большой интерес представляет вопрос об изменении солонцовых почв под влиянием длительного орошения без дополнительных мелиораций. Для его освещения мы располагаем некоторыми лабораторными экспериментами и полевыми наблюдениями.

В лабораторном опыте мы взяли три образца солонцовых бескарбонатных почв Заволжья в монолитах сечением 15×15 см и высотой 2 м и осуществили на них поливы и промывки дистиллированной водой по норме от 8000 до 18 000 м³/га. Монолиты послойно анализировались перед экспериментом и затем строго из тех же слоев проанализированы пробы после окончания поливов, а в некоторых случаях и в процессе промывок.

Полученные аналитические данные позволили наметить следующие выводы.

1. Вынос воднорастворимых солей из солонцовых почв протекает довольно медленно и для полного выщелачивания 2-метровой толщи требуются значительные объемы воды — для удаления иона хлора 6—8 тыс. м³/га.

2. Изменение поглощающего комплекса идет в две фазы: а) в первую фазу даже в слабосолонцеватых почвах, с которыми мы имели дело, когда количество поглощенного натрия составляет лишь 5—12% общей емкости поглощения, после выноса воднорастворимых солей наступает резкое увеличение натриевой щелочности (это может оказаться вредным для растительности и, следовательно, потребует специфической химизации); при этом при промывках наблюдается заметное повышение солонцеватости нижних горизонтов почвы и одновременное увеличение емкости поглощения; б) во вторую фазу, при очень большой норме промывки (до 18 000 м³/га), наблюдается заметное разрушение поглощающего комплекса и понижение емкости поглощения в горизонтах, лишенных солей.

3. Процесс промачивания солонцовых почв очень неравномерен в различных горизонтах, что может создать условия для капиллярного поднятия солей к поверхности почвы при орошении.

4. Коэффициент фильтрации в солонцовых почвах изменчив и в первые фазы промывок строго следует динамике натриевой щелочности, будучи прямо противоположен ей по знаку. Динамика щелочности характеризует в данном случае динамику дисперсного состояния почвы.

5. В случае заметного разрушения поглощающего комплекса почвы фильтрация все время ухудшается, повидимому, в связи с закупориванием почвенных пор выделяющимися коллоидными кремнекислотой и полутораокисями.

В условиях бескарбонатных почв мы изучили изменения поглощающего комплекса для незасоленных почв Тингутинской опытной станции, орошаемых около 30 лет. Почвы относятся к группе слабосолонцеватых каштановых и не подвержены прямому влиянию грунтовых вод, так как последние залегают на глубине 4 м. При исследовании анализировалась почва двух пар разрезов, из которых один расположен на неорошаемой площади (стандарт для сравнения), а другой на орошаемой, в расстоянии 80—160 м от первого.

Полученные результаты для первой пары разрезов (№ 1 и № 4) и для второй пары (№ 2 и № 3) приведены в таблице 63.

Т а б л и ц а 63

Изменение емкости поглощения и солонцеватости почвы под влиянием орошения

№ разрезов	Гори- зонт	Глубина (в см)	Емкость поглощения (в м.-экв.)	Поглощено натрия (в м.-экв.)	Процент поглощенного натрия от емкости
1, неорошаемый	A ₁	0—7	21,507	1,237	5,75
	A ₂	10—15	18,067	1,042	5,76
	B ₁	22—28	27,702	0,850	3,07
	B ₂	32—39	25,167	0,466	1,85
	B ₃	48—55	19,311	0,717	3,71
	C ₁	70—80	16,213	2,620	16,16
	C ₂	90—100	14,881	2,672	17,95
4, орошаемый	A ₁	0—10	17,285	0,826	4,77
	A ₂	17—21	15,177	1,442	9,50
	B ₁	22—32	25,028	2,370	9,47
	B ₂	34—42	21,974	2,510	11,42
	B ₃	53—62	20,167	2,481	12,30
	B ₄	75—85	16,603	2,465	14,85
	C	90—100	16,249	2,494	14,71
2, неорошаемый	A ₁	0—10	14,22	0,86	6,1
	A ₂	10—14	15,74	0,85	5,4
	B ₁	15—25	20,22	1,05	5,2
	B ₂	25—35	21,95	0,79	3,6
3, орошаемый	A ₁	0—10	17,91	0,99	5,54
	A ₂	10—14	19,04	0,80	4,22
	B ₁	14—30	21,26	0,72	3,41
	B ₂	31—48	16,86	0,88	5,2

Рассматривая эти цифры, можно отметить противоречивость результатов: 1) в одном случае (первая пара разрезов) под влиянием орошения произошло уменьшение емкости поглощения и увеличение солонцеватости верхних четырех горизонтов (до 40 см), т. е. имсет место общий сдвиг характера почвы в неблагоприятную сторону; 2) в другом случае орошение вызвало некоторое увеличение емкости поглощения и уменьшение солонцеватости, т. е. изменение почвы произошло в положительную сторону.

Для второй пары разрезов сделано определение коэффициента фильтрации в монолитах. Эти цифры приводятся в таблице 64. Из нее видно, что коэффициент фильтрации для орошаемого монолита в течение всего опыта остается постоянным. Фильтрация неорошаемого монолита вначале в три раза выше, чем орошаемого, но уже через месяц разница сглаживается, а затем к концу опыта фильтрация этого монолита становится даже меньше. Таким образом, все это свидетельствует о том, что при орошении не произошло каких-либо серьезных изменений почвенной массы.

В целом изменения тингутинских почв должны быть оценены как незначительные. Там же, на Тингутае, но при лиманном орошении и под непрерывным покровом травы, Лисовский склонен констатировать коренное улучшение солонцовых почв, превращение их в почвы степного типа почвообразования.

Т а б л и ц а 64

Коэффициент фильтрации $1 \cdot 10^{-7}$ (см/сек) орошаемой и неорошаемой слабосолонцеватой почвы

№ разрезов	Даты												
	28/III	29/III	30/III	1/IV	3/IV	5/IV	10/IV	15/IV	20/IV	25/IV	30/IV	5/V	10/V
2, неорошаемый	4656	3721	3562	3563	2084	2445	2578	2551	1868	1496	0682	0747	0604
3, орошаемый	1561	1689	2201	1456	1573	1305	1511	—	—	1662	1877	1408	1510

Широкое обследование орошаемых участков Заволжья Почвенным институтом Академии наук дает основание считать, что изменения солонцовых свойств под влиянием орошения незначительны.

Существенно иначе могут протекать процессы в карбонатных солонцах.

В районе Ганджи (Закавказье) В. В. Акимцев наблюдал существенное изменение карбонатных солонцеватых каштановых почв. После длительного орошения профиль их оказывался как бы размытым и солонцеватость морфологически в значительной мере сглаженной. Эти почвы лежат в условиях прекрасного естественного дренажа, и потому орошение всегда связано с промыванием почвы. При этом, очевидно, карбонат кальция, растворяясь,

последовательно вытеснял поглощенный натрий и, таким образом, видоизменял почву.

Повидимому, аналогичный случай имеет место в Караязах (там же). Местные каштановые почвы были частично, несомненно, солонцеваты, и потому в первые годы культура хлопчатника на них удавалась лишь с большим трудом, в силу плохих физических свойств. В дальнейшем эти трудности преодолены, что нужно, повидимому, поставить в связь с тем, что при длительном орошении почвы промывались и кальций карбоната вытеснял поглощенный натрий. Таким образом, эволюция карбонатных солонцовых почв в условиях достаточного естественного дренажа представляется благоприятной.

Любопытное исключение, в смысле длительной устойчивости солонца в карбонатной среде, зарегистрировал В. П. Козлов в Голодной степи (поселок Верхне-Волынский).

Среди полей хлопчатника были обнаружены пятна, лишенные культурных растений, но в то же время и незасоленные. Два разреза, сделанные под хлопчатником и на голом пятне, показали, что в последнем случае имеет место как бы размытый профиль солонца. Анализ водной вытяжки и поглощенных оснований этих двух разрезов дал следующие результаты (табл. 65).

Т а б л и ц а 65

Результат анализа водной вытяжки из двух образцов почвы (в %)

№ почвенного разреза и состояние посева	Глубина (в см)	Водная вытяжка					Емкость поглощения	Поглощенный Na'	Процент поглощенного Na' от емкости
		плотный остаток	Щелочность						
			общая	карбонатная	бикарбонатная	щелочно-земельных металлов			
251, хлопчатник нормальный	0—10	0,070	0,038	Нет	0,023	Нет	0,313	0,009	2,84
	40—45	0,090	0,036	»	0,015	»	0,277	0,002	0,62
252, голое пятно	0—10	0,082	0,038	»	0,022	»	0,306	0,010	3,23
	40—45	0,146	0,111	0,005	0,093	»	0,255	0,110	43,11

Эти цифры показывают, что обе почвы действительно не содержат вредных хлористых и сернокислых солей, но в разрезе № 252 на глубине 40—45 см оказывается повышенная щелочность (0,111 %) и присутствует даже нормальная сода (0,005 %).

Анализ поглощающего комплекса показывает содержание в этом горизонте громадного количества поглощенного натрия (43,11 % емкости), т. е. в данном случае почва представляет собой солонец. Хлопчатник здесь не растет, несмотря на глубокое залегание солонцового горизонта.

Уральская опытная станция наблюдала изменение поглощающего комплекса каштановых карбонатных солонцовых почв в своем хозяйстве после двух лет орошения (табл. 66).

Изменение поглощающего комплекса после двух лет орошения

Участок	Горизонты (в см)	Емкость (в м.-экв.)	Состав поглощенных оснований (в процентах от емкости)		
			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺
Пар неорошаемый	A—0—10	41,05	83,95	8,86	7,19
	B—23—28	37,25	79,15	15,90	4,95
	BC—60—70	33,15	56,55	28,07	15,38
Пар орошаемый	A—0—10	36,35	84,56	6,56	8,88
	B—23—28	36,05	71,17	19,80	9,03
	BC—60—70	27,37	37,94	36,00	26,06

Полученные результаты позволяют отметить следующее.

После орошения, несмотря на то, что почва карбонатна, намечилось некоторое уменьшение общей емкости поглощения и увеличение солонцеватости, т. е. в целом изменения произошли в неблагоприятную сторону. Эти изменения в абсолютных цифрах незначительны, тем не менее автор исследования (Орловский) отмечает, что после орошения наблюдается пониженное количество кальция в почвенном растворе, повышенная щелочность, подавленная нитрификация и, как следствие, пониженная урожайность.

Из приведенного краткого обзора можно сделать следующие общие выводы: 1) в случае карбонатных солонцовых почв можно рассчитывать на постепенное коренное улучшение их под влиянием орошения, хотя в первой стадии могут наблюдаться и некоторые отрицательные результаты; 2) для почв бескарбонатных улучшения солонцовых почв даже при длительном их орошении не наблюдается.

Там, где орошение солонцовых почв вызывает вторичное их засоление, результат получается особенно резко отрицательным. Такой случай, по нашим наблюдениям, имел место на Валуysкой опытной станции (Заволжье). Под влиянием орошения здесь произошло резкое повышение уровня грунтовых вод и значительное засоление почв, содержание солей достигало 2,3%. Исследование влияния засоления на поглощающий комплекс показало, что при этом происходит значительное насыщение его натрием, т. е. резкое усиление солонцеватости почвы. Так, в почвах незасоленных процент натрия от емкости равен 5—6, после же засоления он поднимается до 20—22. В данном случае мы имеем дело с бескарбонатными почвами, и это является особенно отрицательным обстоятельством, так как улучшение возникших солонцов может потребовать искусственной химизации.

Там же, но в других условиях, Ю. Г. Лопато и Усов наблюдали при засолении обогащение почв гипсом и, следовательно, как бы «самомелиорацию» солонцов.

Пестрота явлений засоления общеизвестна, тем не менее во всех случаях при орошении должно быть сделано все для предупреждения вторичного засоления.

В природной обстановке в течение длительных периодов добавочного увлажнения в понижениях на известных стадиях осолодения солонцов на последних часто поселяется луговая растительность. Под влиянием ее в верхних горизонтах почвы накапливается гумус, т. е. восстанавливается запас органических коллоидов, а с другой стороны, благодаря аккумуляции корнями солей кальция осуществляется и последовательное рассолонцевание почвы. Возникают дерновые темноцветные почвы удовлетворительного сельскохозяйственного качества. Эволюция солонцов под влиянием травяной растительности в сторону остепнения наблюдается и в других случаях пониженных уровней грунтовых вод.

СОЛОНЦОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ ПРИ ПРОМЫВКЕ НАТРИЕВЫХ СОЛОНЧАКОВ

Первые классические лабораторные исследования промывки натриевых солончаков, на основе которых создана вся современная теория солонцового процесса, были осуществлены К. К. Гедройцем в 1912—1913 гг.

Эти исследования в основном заключались в следующем: образец бескарбонатного чернозема многократно обрабатывали хлористым или сернокислым натрием (искусственно приготавливали натриевый солончак), а затем его промывали водой по методу последовательных водных вытяжек. Оказалось, что при этом ионы хлора (или SO_4) выщелачивались по обычной падающей кривой, но одновременно наблюдалась совершенно оригинальная кривая поведения щелочности (ионов HCO_3 и CO_3 соды): в первых промывных водах соды не было совсем, в последующих промывках она появлялась, максимум ее оказывался в момент, когда ион хлора (или SO_4) был полностью вымыт, и, наконец, при дальнейших промывках щелочность медленно падала вплоть до нуля. Этот ход кривой виден из приведенных ниже цифр К. К. Гедройца.

№ последовательных вытяжек	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Количество соды (в %)	0,0	0,001	0,008	0,018	0,006	0,006	0,004	0,004	0,0	0,0

К. К. Гедройц впервые дал правильное истолкование отмеченных явлений, заключающееся в следующем: при обработке почвы натриевой солью ион натрия поглощается, а анион связывается с вытесняемым катионом кальция; при первых промывках, когда концентрация растворенной соли (в данном случае $CaCl_2 + NaCl$) высокая, поглощенный натрий не диссоциирует и потому соды в растворе нет; по мере уменьшения в растворе

концентрации соли, поглощенный натрий диссоциирует и дает щелочность по схеме: (Почва) $\text{Na} \rightarrow \text{NaOH} \rightarrow \text{NaHCO}_3 \rightarrow \text{Na}_2\text{CO}_3$. В дальнейшем, по мере вытеснения натрия ионом водорода и разрушения поглощающего комплекса, количество соды постепенно падает до нуля. В этом и состоит сущность явлений солонцового процесса, развивающегося при промывке натриевого солончака.

Из этого эксперимента следует, что если бы этот способ мелиорации натриевого солончака (именно промывку водой) применить в практике, то получились бы следующие результаты: 1) в момент отмывки солей почва приобретает наиболее ярко выраженные свойства солонца, т. е. оказывается непригодной к использованию; 2) дальнейшей промывкой поглощенный натрий вытеснить можно, но для этого, как указано выше, нужны колоссальные количества воды, и в результате получится почва с разрушенным поглощающим комплексом (так называемая солодь), крайне низкая по своей сельскохозяйственной ценности.

Нами проведены опыты, аналогичные описанному (но по несколько расширенной программе), с естественными карбонатными солончаками Голодной степи и с карбонатными (15—20% CaCO_3) сероземами, искусственно засоленными хлористым и серно-кислым натрием. Результаты исследований при засолении хлористым натрием показаны на рисунках 53, 54, 55 и 56.

В качестве основных выводов из этих данных нужно отметить следующее: 1) солонцовые свойства почвы проявляются лишь после отмывки главной массы воднорастворимых солей; 2) эти свойства проявляются в резком повышении дисперсности почвы, ее щелочности и в разрушении поглощающего комплекса (появление SiO_2); кривые дисперсности и щелочности идут практически параллельно друг другу; 3) проявление солонцовых свойств тем резче, чем сильнее исходное засоление почвы и, следовательно, чем больше в почве поглощенного натрия (рис. 53 и 54); 4) солонцовые свойства, выраженные в максимуме при 2—3-й промывке, полностью исчезают при 5—6-й промывке; это определяется мелиорирующим действием извести почвы. В практике такая мелиорация потребует очень больших объемов воды; 5) сопоставляя нисходящий ход кривой выщелачивания воднорастворимых солей и восходящий ход кривых солонцовых свойств, казалось бы, можно уже при первых промывках подобрать такой момент (например, 3 на рис. 53), когда концентрация соли достаточно понизилась, а солонцовые свойства еще не проявились резко, и в это время мелиорацию закончить. В практике иногда пытаются осуществить этот прием, так как он дает большую экономию воды и труда, но рекомендовать его как общий прием нельзя.

В момент неполной мелиорации возможно и полезно начать подготовительную культуру соле- и солонцовоустойчивых растений (трав, зерновых), но для основных культур севооборота здесь всегда имеет место двойная угроза: во-первых, при сезонной динамике воднорастворимых солей возможно временное повышение

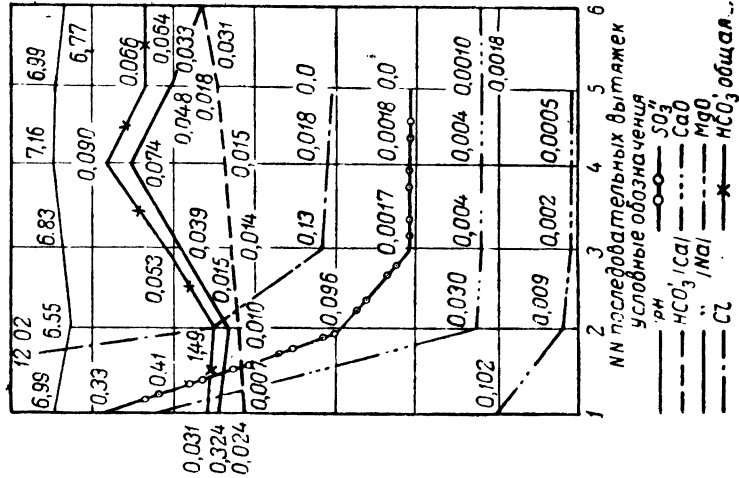


Рис. 53. Кривые выщелачивания солей (содержание в процентах) при искусственном засолении 20% раствором хлористого натрия.

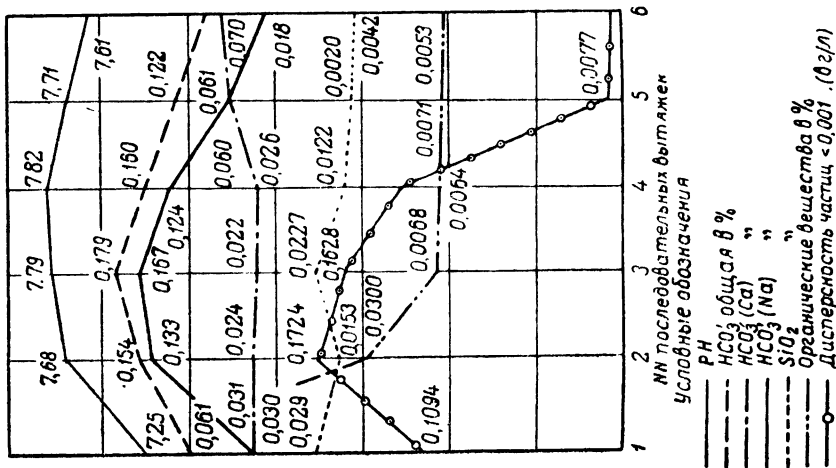


Рис. 54. Кривые выщелачивания солей при полном насыщении почвы ионом натрия из хлористого натрия.

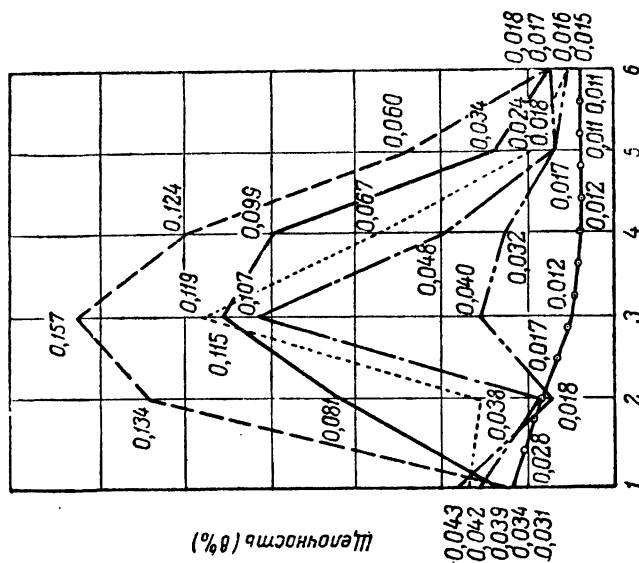


Рис. 55. Кривые щелочности при засолении хлоридом натрия и различными количествами гипса.

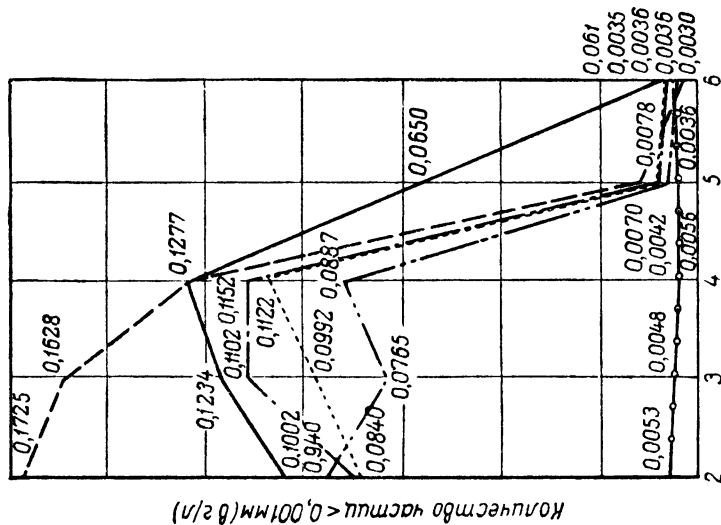


Рис. 56. Кривые дисперсности при засолении хлоридом натрия и различными количествами гипса.

концентраций, опасное для культуры; во-вторых, при понижении концентрации соли возможна губительная вспышка высокой щелочности почвы.

Повидимому, впервые повышение щелочности при увеличении влажности было отмечено в лабораторных опытах Бризеля (Аризона, США).

	Отношение воды к навеске почвы				Влажность (в %)	
	20 : 1	5 : 1	1 : 1	0,3 : 1	18,12	8
Количество CO_2	0,0720	0,0450	0,0120	0,0036	Следы	—

Нами неоднократно наблюдалась в Голодной степи, на промытых солончаках, неожиданная и внезапная гибель культур (хлопчатника, люцерны) непосредственно после полива. Вероятнее всего, что эти солончаки были натриевыми, недостаточно

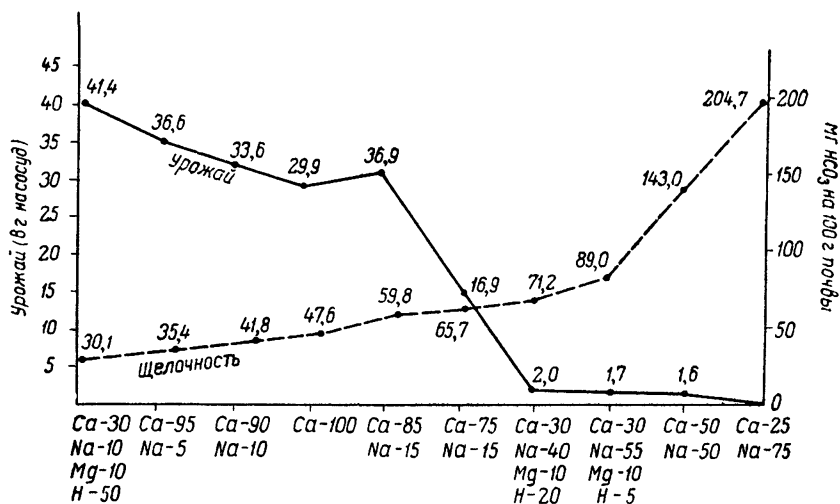


Рис. 57. Влияние общей щелочности на урожай яровой пшеницы. Вегетационные опыты 1935 г.

промытыми и на них после полива появлялась щелочность, губившая растительность. Влияние щелочности на урожай иллюстрируется следующей диаграммой Н. В. Орловского (рис. 57).

На мелиоративной станции Федченко (Фергана) в 1940 г. отмечено следующее изменение щелочности после полива (табл. 67, В. А. Ковда).

На основании приведенных данных следует считать, что промывка натриевого солончака должна продолжаться до тех пор, пока количество поглощенного натрия в почве станет неопасным для культур.

Изменение щелочности после полива

Горизонты (в см)	До полива 7/VII			После полива 10/VII		
	рН	HCO ₃ '	CO ₃ ''	рН	HCO ₃ '	CO ₃ ''
		в %			в %	
2—12	8,33	0,60	0,09	8,71	0,90	0,19
12—25	8,30	0,63	0,07	8,88	1,13	0,28
25—35	8,80	0,54	0,12	8,80	0,98	0,27
35—65	8,62	0,30	0,06	8,80	1,06	0,24

Для выяснения мелиорирующей роли гипса в тех же опытах были внесены различные дозы его с таким расчетом, что максимальная из них — 3,15% — создавала в данной концентрации хлористого натрия вполне насыщенный раствор, а минимальная — 0,77% — давала $\frac{1}{4}$ насыщения. Полученные результаты по щелочности и дисперсности показаны на рисунках 55 и 56.

Оказывается, что уже наименьшая доза существенно влияет как на щелочность, так и на дисперсность. При этом влияние проявляется не столько в снижении максимума, сколько в уменьшении шага кривой, т. е. в уменьшении числа вытяжек, необходимых для выщелачивания натрия. Последующие увеличенные дозы гипса уменьшают одновременно как шаг кривой, так и ее максимум. Однако существенное понижение последнего наблюдается только при максимальной дозе.

Обращает на себя внимание то весьма практически важное обстоятельство, что даже максимальная доза гипса в данных условиях еще не предотвращает полностью внедрения натрия в поглощающий комплекс. Растворимость гипса, следовательно, мала для того, чтобы получить в растворе необходимое соотношение ионов натрия и кальция. Следовательно, практически в почве должен быть некоторый запас нерастворенного гипса, который, перейдя в раствор в последующих промывках, вытеснит окончательно натрий.

В следующей серии опытов хлористый натрий был заменен эквивалентным количеством сернокислого натрия (Na_2SO_4), все же остальное было аналогичным. Результаты этих опытов в виде итоговых кривых щелочности и дисперсности показаны на рисунках 58 и 59.

Эти кривые позволяют констатировать следующее: в тех пробах, где гипс отсутствует, действие на поглощающий комплекс сернокислого натрия оказывается совершенно одинаковым с действием хлористого натрия, т. е. количество натрия, внедряющегося в поглощающий комплекс, оказывается в обоих случаях одинаковым.

Однако другие стороны действия Na_2SO_4 оказываются существенно иными, чем при хлористом натрии.

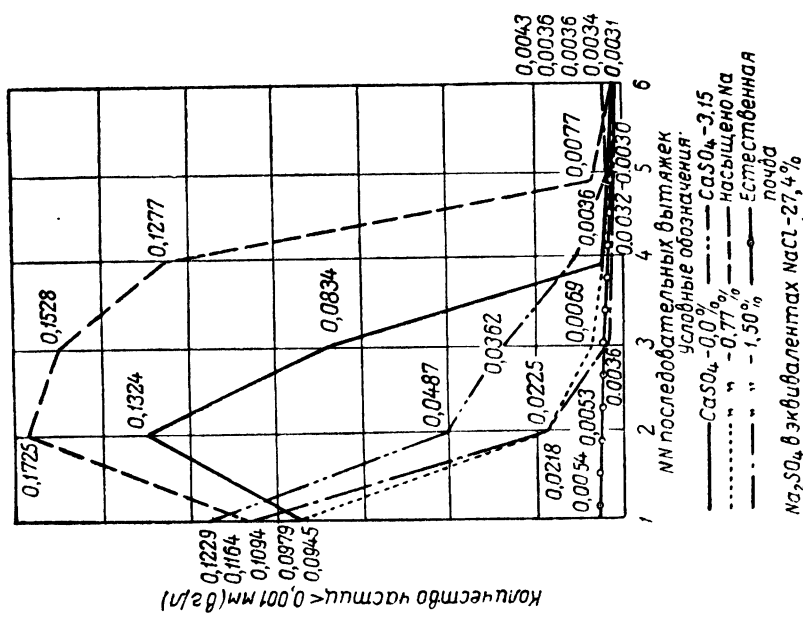


Рис. 59. Кривые дисперсности при засолении Na_2SO_4 и различными количествами гипса.

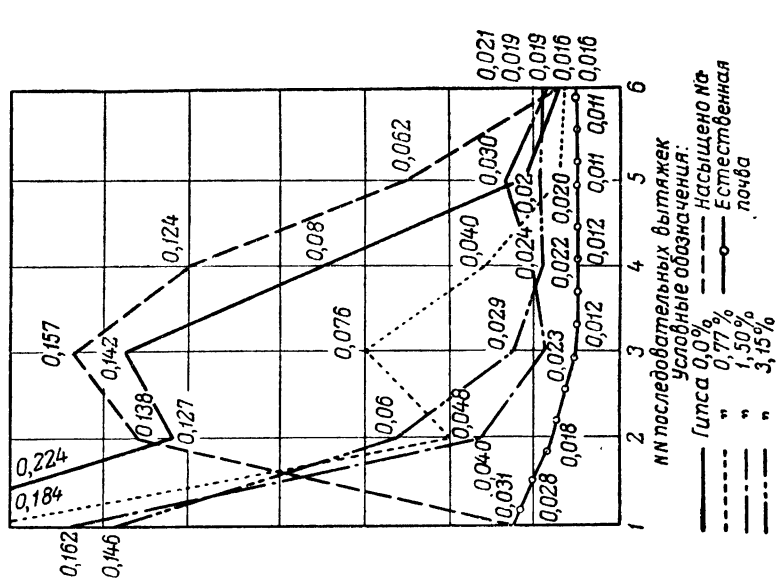
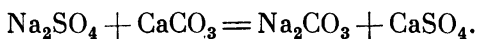


Рис. 58. Кривые щелочности при засолении Na_2SO_4 и различными количествами гипса.

Во-первых, здесь везде в первых вытяжках оказывается большое количество соды, чего совершенно не было при хлористом натрии. Причина этого отличия заключается в образовании соды по реакции Гильгардта:



Эта сода вымывается из почвы так же, как любая воднорастворимая соль, и потому ее почти нет во второй вытяжке. Сода, по Гедройцу, дальше дает обычную выпуклую кривую.

Второе отличие кривых сернокислого натрия заключается в эффекте доз гипса. Кривые и щелочности и дисперсности показывают, что здесь минимальная доза гипса — 0,77% — оказывается гораздо более эффективной, чем при хлористом натрии. Повидимому, причина этого заключается, во-первых, в том, что фактическая концентрация гипса здесь повышается за счет реакции Гильгардта, а, во-вторых, гипс менее растворим в растворе сернокислого натрия, чем хлористого, в силу чего он не сразу выщелачивается из почвы и потому энергично действует в последующих вытяжках.

С этой точки зрения в практике мелиораций натриевых солончаков, повидимому, целесообразно различать группу хлоридных солончаков и группу сульфатных, как требующую меньших доз гипса.

Для почв Закавказья (Муганская степь, мелиоративная станция Джафархан) ясная картина развития солонцового процесса наблюдалась в опытах ВНИИГиМ при промывке монолитов.

Исследование отдельных порций фильтратов дало следующую картину изменения щелочности (табл. 68).

Здесь во всех случаях (за исключением одного песчаного монолита с очень малым засолением) видно, что щелочность в последовательных порциях фильтратов сначала резко возрастает и только в пятой порции вновь понижается. Особенно резко это явление выражено в первых двух глинистых монолитах, где, кроме бикарбоната натрия, появляется даже нормальная сода. Общий характер кривой щелочности в последовательных порциях фильтратов получается совершенно таким же, как и в последовательных водных вытяжках искусственно засоленных почв Средней Азии.

Наблюдения на Джафархане за опытными промывками почв в поле показали, что здесь также наблюдается повышение щелочности после некоторых норм промывок. При последующих посевах хлопчатника наблюдалась резкая задержка его роста в первый период развития, затем хлопчатник выправился и далее развитие его шло даже бурно.

Для борьбы с такими слабыми степенями солонцеватости почвы здесь был применен способ «перегара». Он состоит в том, что после промывки поле глубоко пахут и оставляют в таком виде для полного просушивания («перегара»). При высоких температурах Закавказья на «перегаре» осуществляется частичная необратимая коагуляция коллоидов и солонцовые свойства проявляются менее резко.

Изменение щелочности в различных порциях фильтратов

Глубина взятия монолита, его мощность (в см) и характеристика грунта	Плотный остаток первой порции фильтрата (в г/л)	Щелочность (в г/л)									
		I порция		II порция		III порция		IV порция		V порция	
		Na ₂ CO ₃	NaHCO ₃	Na ₂ CO ₃	NaHCO ₃	Na ₂ CO ₃	NaHCO ₃	Na ₂ CO ₃	NaHCO ₃	Na ₂ CO ₃	NaHCO ₃
Погребенный гумусовый, 113—142	11,258	—	0,058	—	0,156	0,004	0,150	—	0,126	—	0,058
Глинистый, 100—118 . .	5,465	—	0,062	0,012	0,328	0,024	0,324	0,048	0,424	—	0,288
Песчаный, 80—102 . . .	0,4970	0,054	0,382	—	0,200	—	0,072	—	0,038	—	0,040
Глинистый, 63—80 . . .	2,777	—	0,014	—	0,136	—	0,120	—	0,110	—	0,066
Песчаный, 80—100 . . .	9,345	—	0,102	—	0,104	—	0,168	—	0,132	—	0,084
Глинистый, 20—48 . . .	17,840	—	0,072	—	0,214	—	0,094	—	0,0154	—	0,060
„ 33—63	22,696	—	0,067	—	0,168	—	0,204	—	0,184	—	0,050

Вегетационный опыт промывки карбонатного солончака № 419 Алма-Атинской зональной опытной станции

Способ обработки	Непромывка	Промывка H ₂ O	Промывка CaO (0,2% Ca) + H ₂ O	Промывка CaCO ₃ (0,2% CaCO ₃ + H ₂ O)	Промывка CaCO ₃ (0,2% CaCO ₃ + H ₂ O) + CO ₂	Промывка на сыпучим раствором CaSO ₄	Промывые раствором						Почва + 20 мг NaHSO ₄ , промывная дистиллированной водой
							CaSO ₄ 0,3%	CaSO ₄ 0,4%	CaCl ₂ 0,2%	CaCl ₂ 0,4%	NaHSO ₄ 0,05 N	NaHSO ₄ 1 N	
Сорго в возрасте 30 дней													
Вес растений (в г)	0,0	0,24	1,68	0,0	0,78	2,60	4,20	3,67	3,27	2,10	2,54	2,44	2,74
То же (в %)	—	6	40	—	18	62	100	87	78	50	60	58	65
Общая щелочность (в HCO ₃)	0,250	0,032	0,046	0,025	0,037	0,043	0,008	—	—	—	—	—	—
Серная кислота (в SO ₄)	0,847	0,025	0,022	0,031	0,036	0,020	—	—	—	—	—	—	—
Хлор (Cl)	0,096	0,004	0,003	0,004	0,004	0,004	0,004	—	—	—	—	—	—
Поглощенный Na	20,9	20,0	8,55	10,75	—	14,0	—	—	—	—	—	—	—
Емкость поглощения	32,2	32,0	30,0	28,2	—	30,2	—	—	—	—	—	—	—
Процент Na от емкости	65,0	63,0	28,0	38,0	—	46,0	—	—	—	—	—	—	—

В дельте р. Терека (Северный Кавказ) М. Ф. Буданов ставил по поручению Рисотреста в 1932 г. полевые опыты по промывке солончаков. Из отчета об этих опытах мы приведем некоторые данные, характеризующие проявление солонцового процесса.

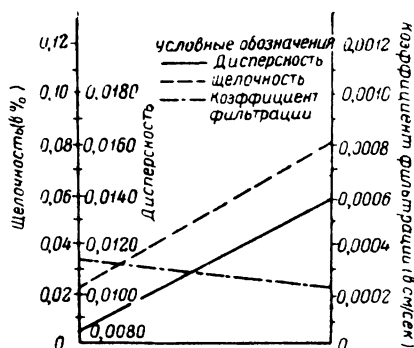


Рис. 60. Изменение щелочности, дисперсности и коэффициента фильтрации при разных промывных нормах. Делянка В, норма промывки 8000 м³.

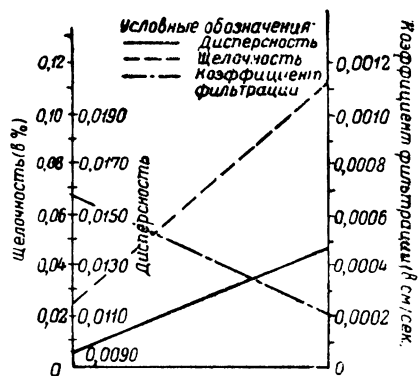


Рис. 61. Изменение щелочности, дисперсности и коэффициента фильтрации при разных промывных нормах. Делянка Г, норма промывки 9864 м³.

Опыты ставились с разными нормами промывки, определялись щелочность, дисперсность и коэффициент фильтрации непосредственно перед промывкой и сейчас же после нее.

При нормах промывки в 8000 и 9864 м³/га (рис. 60 и 61) получалась ясная картина увеличения солонцеватости: в обоих случаях щелочность и дисперсность повысились, а коэффициент фильтрации соответственно уменьшился.

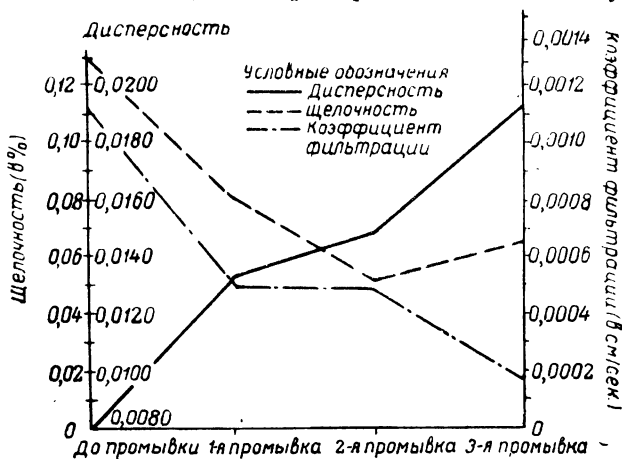


Рис. 62. Изменение щелочности, дисперсности и коэффициента фильтрации при разных промывных нормах. Делянка Д, повторные промывки общей нормой 13 600 м³.

При промывке в три последовательных приема общей нормой 13 600 м³/га получилась несколько более сложная картина (рис. 62): щелочность после первой и второй промывок здесь падает по сравнению с исходной. Это вымы-

вается готовая сода солончака. После третьей промывки щелочность вновь повышается и одновременно с этим резко возрастает дисперсность и падает коэффициент фильтрации. Солонцовый процесс захватывает в этих случаях не только верхний горизонт 0—20 см, но и более глубокий (20—40 см), что видно из рисунка 63 (а и б). Позднее аналогичные явления в дельте р. Терека многократно наблюдал С. В. Зонн.

Яркую картину проявления солонцового процесса получил в вегетационных опытах 1932 г. И. В. Варфоломеев (ЦИНС). Он исследовал некоторые солончаки Алма-Атинской зональной опытной станции (Казахстан). Опыты ставились таким образом, что растения в сосуды высеивали на почве, естественно засоленной и промытой водой и затем промытой различными солями в целях изменения состава поглощенных оснований.

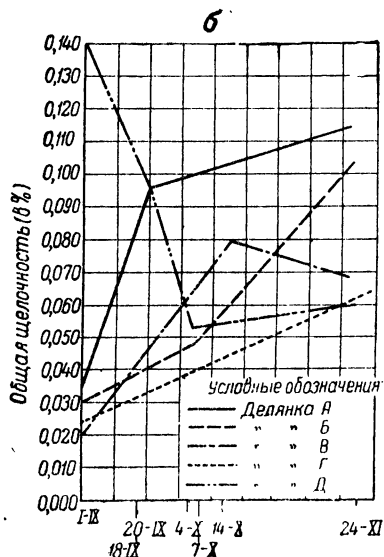
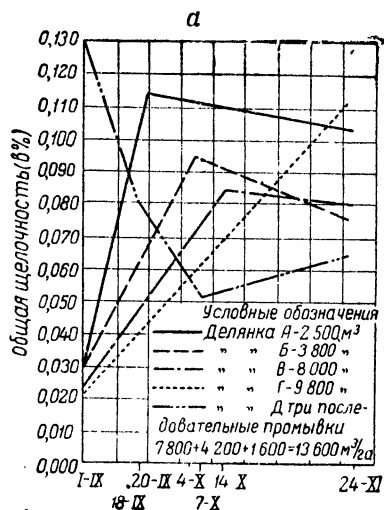


Рис. 63. Динамика общей щелочности (НСО_3) (в процентах) в период промывки:

а — в горизонте 0—20 см; б — в горизонте 20—40 см.

После такой обработки аналитически определено количество оставшихся воднорастворимых солей, количество поглощенного натрия и, наконец, учтен урожай. Таким образом, по величине урожая можно судить о значении поглощенного натрия для развития растений. Результаты одного из таких опытов с сорго (солеустойчивое растение) представлены в таблице 69 (см. стр. 203).

Как видно из таблицы:

- 1) на естественной почве, сильно засоленной и щелочной, растения не взошли;
- 2) наивысший урожай (100%) получился на почве, обработанной гипсом и промытой;
- 3) на почве, промытой от воднорастворимых солей только водой, урожай получен в размере 6% от максимального (по гипсу); количество поглощенного натрия составило здесь 63% от общей емкости;

4) промывка водой, насыщенной углекислотой, понизила процент поглощенного натрия до 28 и соответственно повысила урожаем до 40%;

5) все другие обработки (CaCO_3 , CaCl_2 , NaHSO_4) дали урожай в пределах 50—87% от максимального. Из этого следует, что любая из этих солей может быть эффективна, но в каждом частном случае необходимо подобрать оптимальную дозу ее.

Интересные данные получены А. Т. Морозовым для солончаковых почв опытного поля на р. Или (Казахстан). Здесь была выделена площадь в 0,72 га, разбитая на 18 делянок, на которых был посеян рис. В течение сезона, с 26 июня по 30 сентября, проводилось наблюдение за развитием риса и скоростью впитывания на каждой делянке в условиях постоянного и одинакового по высоте слоя затопления водой.

Полученные данные представлены в виде диаграммы (рис. 64). Из этой диаграммы следует, что в первую пятидневку (26—30/VI) скорость впитывания, которая перешла затем в фильтрацию, на всех делянках практически была одинакова. Дальше намечается уже ясная дифференциация делянок: на делянках первых номеров отмечается величина фильтрации порядка 1,4—4,2 л/сек, тогда как на других делянках она не спускается ниже 11,1—13,9 л/сек.

Эта дифференциация все более ярко проявляется в течение сезона. Так, на 1-й и 2-й делянках уже с половины третьей пятидневки установилась величина фильтрации 0—1,4 л/сек, т. е. фильтрация практически почти прекратилась, тогда как на делянке 18-й величина фильтрации до конца сезона не спустилась ниже 5,8—8,3 л/сек. Все другие делянки расположились почти правильным рядом между этими крайними величинами, как это ясно видно на диаграмме.

Наблюдения за развитием риса показали, что на делянках 15—18 оно шло более или менее нормально и растения достигали высоты 60—75 см, тогда как на первых делянках, где фильтрация прекратилась, большая часть посева погибла, а высота уцелевших растений не превышала 30—35 см.

Результаты этого опыта следует понимать таким образом. Опытный участок был выбран возможно однородным по механическому составу и видимой степени засоления. Засоление было высоким, но оказалось разным по составу солей: на первых делянках, очевидно, преобладали натриевые соли, а на последних — кальциевые. В первые дни затопления фильтрация была одинаковой в силу коагуляции почвы высокой концентрацией соли. Однако, как только избыток солей был вымыт, на первых делянках проявился солонцовый процесс, в силу дисперсации почвы, прекратившей фильтрацию, и в силу щелочной реакции, убившей растения. На последних делянках солонцовый процесс проявился слабо, и растения развивались нормально.

Необходимо обратить внимание на то, что такая крайняя степень пестроты засоления выявилась на очень малой площади,

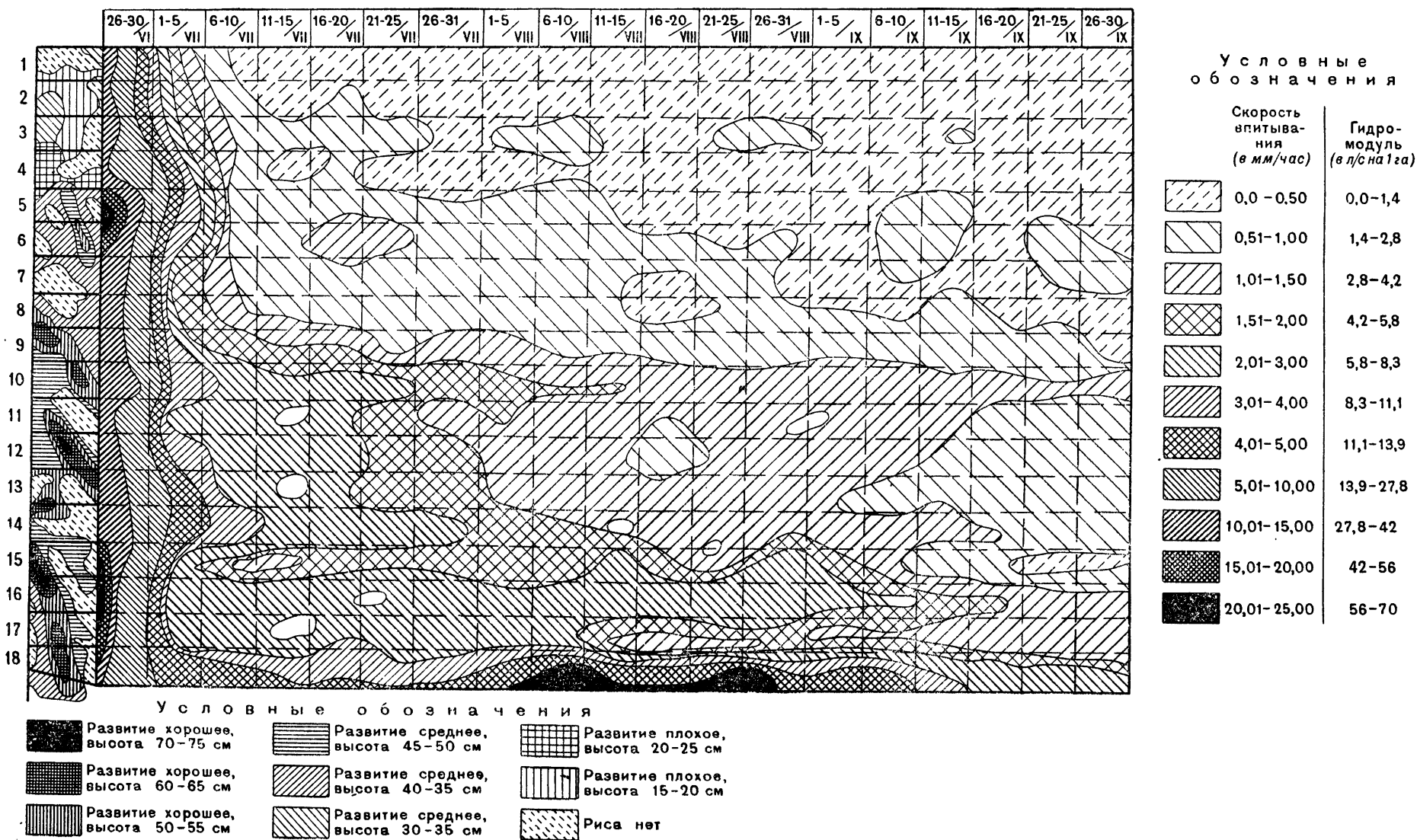


Рис. 64. Водные свойства почвы и рост риса на солончаках различных типов засоления.

всего 0,72 га. Это — типичное явление для резко засоленных площадей, обязывающее относиться к нему с особым вниманием при исследовании.

При промывках на Золотоординской опытной станции (Малыгин) в ряде случаев наблюдалось повышение щелочности, однако хлопчатник от этого не страдал. При промывках же рядом, на Улькун-Салыке (Бушуев, Розов, Лийдеман, 1916 г.) люцерна после промывок в ряде случаев погибала.

Опыты промывки солончаков во Фресно (Калифорния). Чрезвычайно поучительные данные получены проф. Келли в опытах по улучшению солончаков во Фресно, начатых еще в 1913 г. и законченных только после 1933 г. Ниже приводятся основные данные этих опытов.

Долина реки Jan Joaquin была орошена, повидимому, в начале 80-х годов, а уже в 1886 г. проф. Е. Гильгардт указывал, что многие ее части требуют дренирования. В 1909 г. площадь, требующая мелиораций, определялась ориентировочно уже в 200 000 акров*.

Собственно, площади Фресно около 1890 г. были лучшими виноградными землями долины. Однако вскоре, вследствие поднятия уровня грунтовых вод и начавшегося засоления, виноградники пришлось заменить люцерной. Последняя давала удовлетворительный урожай всего несколько лет и была заменена ячменем, как наиболее солеустойчивой культурой. Однако и ячмень перестал давать хозяйственно выгодные урожаи, и в 1913 г. возделывание культур на этих площадях было прекращено совсем. Орошаемая цветущая площадь превратилась в плохой дикий выгон для скота. На этой площади и был заложен осенью 1913 г. дренажный опытный участок площадью 160 акров.

Почвы — песчаные суглинки с невысоким засолением, от 0,2 до 3%, отдельными пятнами. Соли представлены главным образом NaCl и Na_2CO_3 , так что солончаки относятся к группе так называемых черных (black alkali soil), по американской терминологии. Содержание углекислого кальция (CaCO_3) составляло лишь 0,1%.

Грунтовые воды на участке не опускаются ниже 6 футов** за весь год, в течение вегетационного периода они залегают не ниже 4 футов, а в июле — не ниже 2 футов, достигая временами поверхности почвы. Картина типичная для многих ирригационных недренированных районов.

Дренаж на участке был заложен обычный трубчатый, гончарный с глубиной дрен в среднем 5,75 фута и коллектора — 7 футов. Расстояние между дренами 300 футов, длина дрен от 315 до 1700 футов. Дренажные воды откачивались насосной установкой.

В течение 1914—1916 гг. поля энергично промывались затоплением и засеивались. Результаты получились следующие: грунтовые воды в среднем остались на том же уровне — 4—5 футов от поверхности, но амплитуда колебаний их стала несколько меньше.

Динамика солей характеризуется следующими данными.

Годы	№ делянок	Содержание солей (в г/л)		
		NaCl	Na_2CO_3	суммарное количество солей
1913	122	0,0972	0,0401	0,1373
1914	119	0,0276	0,0406	0,0682
1915	138	0,0208	0,0338	0,0546

* 1 акр = 0,4 га.

** 1 фут = 30 см.

За три года произошло уменьшение суммы солей на 60,3%, NaCl на 78,6% и Na_2CO_3 на 15,7%.

Из приведенных цифр видно, что в 1914 г. количество соды не только не уменьшилось, но даже увеличилось на 1,2 % и лишь в 1915 г. произошло незначительное уменьшение. Здесь мы наблюдаем типичную картину солонцового процесса, как он проявляется и в лабораторных опытах. Авторы исследования отметили слабую вымываемость соды по сравнению с хлористым натрием, однако полностью смысл явления не был тогда понят, так как американские исследователи в то время еще только начинали знакомиться со свойствами поглощающего комплекса, насыщенного натрием.

Посевы ячменя и овса на сено дали в некоторых случаях вполне удовлетворительные результаты, и потому общий эффект дренажа и промывок был в то время оценен как положительный. Поскольку смысл солонцовых явлений не был ясен, постольку дефекты промывок, выражавшиеся в массе голых пятен, не дававших урожая, на которых вода не впитывалась, казались случайными и ожидалось, что они будут устранены в дальнейшем. Однако эти ожидания не оправдались. В 1919 г. стала более ясной химическая природа явления, предыдущие результаты были признаны неудовлетворительными и приступлено к организации новых опытов уже химической мелиорации.

Предварительно пришлось изменить и самую систему дренажа, заменив трубчатый дренаж калифорнийским колодцем диаметром 16 дюймов и глубиной 70 футов. Это дало возможность понизить уровень грунтовой воды до 8 футов. Откачиваемая грунтовая вода оказалась богатой кальциевыми солями и потому на все дальнейшие промывки употреблялась именно она, а не обыкновенная пресная оросительная вода.

Опыты химического улучшения почв были поставлены со следующими солями: гипсом в количествах от 11 до 15 т на акр, серой в количестве 0,454—1,362 т на акр, сернокислым железом и квасцами по 9—11 т на акр. После внесения солей деланки обильно промывались и затем на них производился посев культуры.

Полевые наблюдения проведены в период с 1920 по 1927 г. Ниже мы приводим полученные результаты исследований в отношении динамики воднорастворимых солей.

Таблица 70 дает результаты опытов с гипсом.

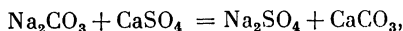
Т а б л и ц а 70

Эффективность внесения гипса

Варианты	Глубина взятия образцов (в дюймах)	На миллион частей почвы					
		частей CO_3''			частей Cl'		
		май 1920 г. (до опыта)	октябрь 1921 г.	декабрь 1927 г.	май 1920 г.	октябрь 1921 г.	декабрь 1927 г.
Делянка 3, гипс 12 т на акр	0—12	253	5	0	248	30	18
	12—24	116	33	0	256	42	27
	24—36	143	96	45	227	17	27
	36—48	110	84	135	250	24	35
Делянка 4, гипс 15 т на акр	0—12	283	17	0	116	16	18
	12—24	147	73	0	162	18	18
	24—36	128	105	75	137	22	27
	36—48	44	60	105	114	32	35
Делянка 5, контроль, без гипса	0—12	315	99	45	220	13	27
	12—24	146	89	90	220	35	53
	24—36	127	146	240	205	145	177
	36—48	44	86	210	120	194	204

Цифры таблицы показывают, что на гипсованных делянках в 1927 г. соды уже не обнаружено до глубины 24 дюйма, ниже количество ее еще значительно, она сюда вымыта. На негипсованной делянке количество соды довольно велико во всех слоях.

Смысл этого эффекта ясен: с одной стороны, гипс уничтожает готовую соду по реакции:



а с другой — кальций гипса вытесняет поглощенный натрий и сода больше уже не образуется. На контрольной делянке поглощенный натрий вымывается крайне медленно, и потому понижение количества соды незначительно.

Ион хлора вымывается также неодинаково — лучше на гипсованных делянках. Это должно быть поставлено в связь с улучшением на них фильтрационных свойств, благодаря замещению натрия на кальций в поглощающем комплексе.

Таблица 71 показывает сравнительный эффект действия серы и гипса.

Т а б л и ц а 71

Сравнительная эффективность внесения серы и гипса

Варианты опыта	Глубина образца (в дюймах)	На миллион частей почвы											
		частей $\text{CO}_3^{''}$				частей Cl'				частей $\text{Ca}^{''}$			
		апрель 1921 г. *	октябрь 1921 г.	декабрь 1925 г.	декабрь 1926 г.	апрель 1921 г.	октябрь 1921 г.	декабрь 1925 г.	декабрь 1926 г.	апрель 1921 г.	октябрь 1921 г.	декабрь 1925 г.	декабрь 1926 г.
Делянка 10, серы 1,362 т на акр	0—12	346	144	3	0	544	48	50	36	Следы	Следы	32	28
	12—24	173	141	35	16	440	76	50	30	»	»	13	18
	24—36	158	181	109	109	248	235	75	40	»	»	Следы	Следы
	36—48	127	134	154	204	174	368	106	55	»	»	»	»
Делянка 11, гипса 10 т на акр	0—12	221	37	32	16	491	35	50	32	Следы	27	15	21
	12—24	162	92	124	106	376	41	67	36	»	Следы	Следы	Следы
	24—36	127	88	221	235	264	105	128	53	»	»	»	»
	36—48	64	79	178	273	201	209	244	93	»	»	»	»

Как известно, для проявления положительного действия серы нужно некоторое время (год и более), что и отражено в приведенной таблице.

В течение 1921 г. эффект от внесения серы ниже, чем от гипса, но в 1925 и 1926 гг. первая значительно превосходит последний. Таким образом, сера оказывается значительно более эффективной, несмотря на гораздо меньшие дозы ее. Опыты показали, что дозу серы можно снизить до 0,454 т на акр.

Результаты опытов с солями железа и алюминия приводятся в таблице 72.

Действие этих солей заключается в том, что при гидролитическом расщеплении они освобождают серную кислоту, которая и является уже активным агентом. Цифры таблицы 73 показывают, что действие обеих солей одинаково. Эффект их по отношению к контролю значителен, но по сравнению с гипсом и серой должен быть признан более слабым. Исследования в Аризоне показывают, что в щелочных почвах гидраты алюминия (и, вероятно, железа) могут оказывать чрезвычайно неблагоприятное влияние на водопроницаемость почв, закупоривая их поры. Возможно, что эффект, полученный во Фресно с солями алюминия и железа, должен быть поставлен в связь с этим явлением.

* Анализ в апреле 1921 г. характеризует исходное состояние почвы.

Эффективность внесения сернокислого железа и алюминиевых квасцов

Варианты опыта	Глубина (в дюймах)	На миллион частей почвы								
		частей CO_3^{++}			частей Cl^+			частей Ca^{++}		
		май 1922 г.*	ноябрь 1922 г.	декабрь 1926 г.**	май 1922 г.*	ноябрь 1922 г.	декабрь 1926 г.**	май 1922 г.*	ноябрь 1922 г.	декабрь 1926 г.**
Делянка 14, без удобрения	0—12	356	185	210	598	40	70	Следы	Следы	Следы
	12—24	132	72	225	246	260	177	»	»	»
	24—36	50	56	90	285	161	301	»	»	»
	36—48	37	56	60	348	77	230	»	»	»
Делянка 17, сернокислое железо 9 т на акр	0—12	313	20	47	349	69	32	Следы	32	Следы
	12—24	95	21	78	204	78	47	»	Следы	»
	24—36	49	51	71	134	117	134	»	»	»
	36—48	27	16	27	86	138	128	»	»	19
Делянка 18, квасцы 11 т на акр	0—12	298	2	41	314	109	65	Следы	256	Следы
	12—24	113	39	58	160	104	93	»	Следы	12
	24—36	48	17	57	138	173	159	»	»	32
	36—48	24	28	26	121	98	132	»	»	50

Изменения, которые произвели (через два года и более) рассмотренные выше соли в составе поглощенных катионов почвы, приведены в таблицах 73, 74, 75 и 76.

Т а б л и ц а 73

Изменения в составе поглощенных катионов под действием гипса
(в миллиэквивалентах на 100 г почвы)

Глубина (в дюймах)	До опыта					После опыта				
	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺	сумма	Na ⁺ в % от суммы	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺	сумма	Na ⁺ в % от суммы

Делянка 4

0—12	0	3,70	1,10	4,80	75	0	1,78	3,17	4,95	36
12—24	0	3,42	1,52	4,94	69	0	2,00	2,95	4,95	40
24—36	0	2,39	2,53	4,92	49	0	2,57	2,32	4,89	53
36—48	0	2,01	3,22	5,23	38	0	3,13	2,28	5,41	58

Делянка 11

0—12	0,49	3,44	1,12	5,05	68	0,11	1,97	2,92	5,00	39
12—24	0,05	3,24	2,10	5,39	60	0	2,33	2,96	5,29	44
24—36	0	1,71	4,38	6,09	28	0	2,33	3,73	6,06	38
36—48	0	1,18	5,18	6,36	19	0	1,49	4,87	6,36	23

* Анализы в мае 1922 г. характеризуют исходную почву.

** Образцы с делянки 14 взяты в декабре 1927 г.

Изменения в составе поглощенных катионов под действием серы
(в миллиэквивалентах на 100 г почвы)

Глубина (в дюймах)	До опыта					После опыта				
	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	сумма	Na ⁺ в % от сум- мы	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	сумма	Na ⁺ в % от суммы
<i>Делянка 10</i>										
0—12	0,28	2,69	2,60	5,57	48	0,08	2,02	3,65	5,75	35
12—24	0,12	3,07	2,40	5,59	55	0,05	1,35	4,15	5,55	24
24—36	0,04	2,81	3,20	6,05	46	0,02	1,57	4,62	6,21	25
36—48	0,07	2,50	3,38	5,95	42	0,05	1,73	4,35	6,13	28
<i>Делянка 19</i>										
0—12	0,36	3,31	2,07	5,74	58	0,15	2,39	3,42	5,96	40
12—24	0,09	2,85	2,93	5,87	49	0,04	2,10	3,41	5,55	38
24—36	0,08	2,72	3,39	6,19	44	0	2,05	3,90	5,95	34
36—48	0,10	2,82	3,78	6,70	42	0	2,18	4,48	6,66	33

Т а б л и ц а 75

Изменения в составе поглощенных катионов под действием
сернистого железа
(в миллиэквивалентах на 100 г почвы)

Глубина (в дюймах)	До опыта					После опыта				
	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	сумма	Na ⁺ в % от сум- мы	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	сумма	Na ⁺ в % от суммы
<i>Делянка 17</i>										
0—12	0,46	3,14	1,38	4,98	63	0,09	2,34	2,74	5,17	45
12—24	0,21	2,64	2,35	5,20	51	0,04	2,41	2,83	5,28	46
24—36	0,10	2,12	2,99	5,21	41	0,02	2,61	2,57	5,20	50
36—48	0	2,29	2,81	5,10	45	0,03	2,34	2,70	5,07	46
<i>Делянка 45</i>										
0—12	0,30	3,09	2,54	5,93	52	0	1,53	4,48	6,01	25
12—24	0,12	2,84	3,10	6,06	47	0	2,00	4,01	6,01	33
24—36	0,00	2,05	4,65	6,70	31	0	1,85	4,91	6,76	27
36—48	0,03	2,16	4,34	6,53	33	0	1,22	5,50	6,72	18

Т а б л и ц а 76

Изменения в составе поглощенных катионов под действием квасцов
(в миллиэквивалентах на 100 г почвы)

Глубина (в дюймах)	До опыта					После опыта				
	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	сумма	Na ⁺ в % от сум- мы	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺	сумма	Na ⁺ в % от суммы
0—12	0,40	3,68	0,87	4,95	74	0,09	1,72	3,04	4,85	35
12—24	0,00	2,90	1,82	4,72	61	0,04	1,37	3,22	4,63	30
24—36	0,00	3,61	1,84	5,45	66	0,04	1,89	3,22	5,15	37
36—48	0,00	3,47	1,86	5,33	65	0,00	1,84	3,19	5,03	37

Цифры этих таблиц показывают, что все соли произвели заметное уменьшение количества поглощенного натрия почвы, однако вытеснили его далеко не полностью. Таким образом, улучшение почвы еще далеко не доведено до

конца. И это тем более, что на разных делянках изменением захвачены или все, или же только верхние слои. Резких отличий в действии различных солей в этих цифрах незаметно; следовательно, чисто химический эффект их более или менее одинаков. Приведенные цифры количества поглощенного натрия очень важны с точки зрения установления допустимых норм солонцеватости. Оказывается, что в практически бескарбонатных почвах и при очень низкой емкости поглощения, порядка 5 м.-экв., культура люцерны становится возможной уже при очень высокой солонцеватости (35—45% поглощенного натрия от емкости). Это, конечно, только частный случай, обобщать его нельзя, и авторы справедливо считают эту стадию мелиорации лишь началом улучшения почвы.

Действие разных доз гипса на урожай показано в таблице 77.

Т а б л и ц а 77

Влияние внесения гипса
(урожай в фунтах на акр)

Делянки	Химикаты *	Тонн на акр	1920 г., яч-мень на сено	1922 г., яч-мень на сено	1923 г., дон-ник индий-ский и коро-вий горох	1924 г., дон-ник белый	1925 г., лю-церна	1926 г.	1927 г., люцерна
3	Гипс	12	875	2 154	2 438	Запахан на	5 422	Не культи-	10 728
4	»	15	696	2 865	3 216	зеленое удо-	5 955	вировалась	11 742
5	Без гипса	—	1428	1 770	2 584	брение	3 585		6 255

Мы видим, что урожай по гипсу значительно выше, чем без него, причем большая доза гипса дает и больший урожай люцерны.

Здесь уместно отметить, что применение гипса для улучшения черных солончаков было предложено Гильгардом еще в 80-х годах. При этом доза гипса должна была быть рассчитана по количеству соды в почве, для перевода ее в серноокислый натрий. По этому расчету доза гипса в данных условиях не должна была превышать 3 т на акр. Однако опыт показывает, что даже внесение 12 т не дает еще полного эффекта. Это лишний раз подтверждает справедливость современной точки зрения на процесс, требующий гипса не только на нейтрализацию наличной соды, но и на замещение поглощенного натрия.

На рисунках 65, 66, 67 и 68 показано изменение состояния поля под влиянием только промывки и гипса.

Сравнительная эффективность серы и гипса показана в таблице 78.

Т а б л и ц а 78

Влияние внесения серы и гипса
(урожай в фунтах на акр)

Делянки	Химикаты *	Сумма на акр	1921 г., яч-мень на сено	1922 г., яч-мень на сено	1923 г., дон-ник индий-ский и коро-вий горох	1924 г.	1925 г.	1926 г.	1927 г.
						люцерна			
10	Сера	3 600 фунтов	145	300	Запаханы на	4 000 ***	18 467	23 658	20 138
11	Гипс	10 т	430	1 815	зеленое удобрение	1 500 ***	12 838	14 368	15 103

* Первое внесение гипса после уборки ячменя в 1920 г.

** Внесено после укоса ячменя в 1921 г.

*** Урожай получен за один укос в сентябре.

Мы видим, что эффективность серы в 1922 г. меньше, чем гипса, но с 1924 г. и до 1927 г. она по эффективности превышает гипс. Это является следствием биологической подготовки процесса.



Рис. 65. Общий вид поля до мелиорации: голые пятна солончаков и площади сохранившегося ячменя (Фресно, Келли).

Действие солей железа и алюминия приводится в таблице 79 (см. стр. 215).

Эффект от внесения этих солей по сравнению с промывкой водой громаден и не ниже, чем от внесения гипса и серы. Тем не менее еще раз отметим, что использование солей железа и алюминия допустимо, повидимому, лишь



Рис. 66. Люцерна на солончаке, промытом с гипсом (15 т на акр) (Фресно, Келли).

с большой осторожностью ввиду возможного вредного действия коллоидных гидратов их на фильтрационные свойства почв.

В заключение формулируем главные выводы из этих экспериментов.

- 1) Непродуктивность почв типа Фресно определяется двумя факторами:
 - а) избытком воднорастворимых солей и, в частности, соды;
 - б) присутствием натрия в составе поглощающего комплекса почвы.

2) Улучшение таких почв возможно только по линии воздействия на оба эти фактора.



Рис. 67. Семь лет промывок без химизации. Среди люцерны видны голые пятна (Фресно, Келли).

3) Обычным методом промывки только водой такие почвы улучшить нельзя. Одновременно необходима химизация, для которой лучшим материалом будет сера и гипс.

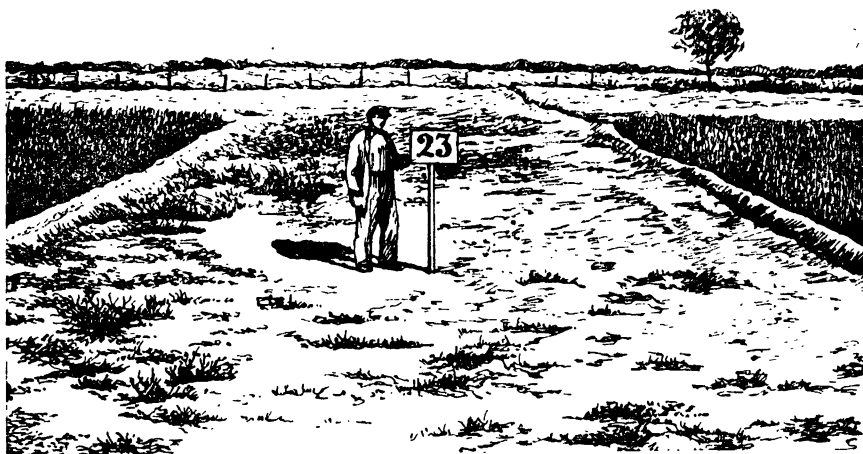


Рис. 68. Отсутствие эффекта промывки солончака без химизации на делянке 23. Соседние делянки химизированы (Фресно, Келли).

4) Нормы химизации должны устанавливаться с учетом количества соды в почве и состава поглощенных катионов и проверяться экспериментально.

5) Улучшение почв типа Фресно невозможно сразу, а требует достаточно длительных периодов времени, измеряющихся годами.

Влияние внесения сернокислого железа и квасцов
(урожай в фунтах на акр)

Делянки	Химикаты	Тонн на акр	1923 г., ячмень	1924 г., ячмень	1925 г., клевер	1926 г., люцерна	1927 г., люцерна
14	Без химикатов	—	528	192	Запахан на	60	618
17	Железо сернокислое *	9	2 406	1 101	зеленое	11 880	19 176
18	Квасцы *	11	1 014	801	удобрение	10 320	18 762
45	Железо сернокислое**	5	—	—	—	12 739	20 504

6) Самое улучшение в этих условиях неосуществимо без хороших дренажных устройств.

Бесма важные итоговые данные по описанному методу во Фресно опубликовал В. П. Келли в 1933 г.

Данные, относящиеся к воднорастворимым солям, обменным катионам и урожаю на делянках, удобренных гипсом, серой и не удобренных, а только промывавшихся, приведены в таблицах 80—86.

Таблица 80

Воднорастворимые соли, делянка 4, внесен гипс

Глубина (в дюймах)	В миллиэквивалентах на 100 г почвы							
	CO ₃ ^{''}	HCO ₃ [']	Cl [']	SO ₄ ^{''}	Ca ^{..}	Mg ^{..}	K [']	Na [']

До опыта, 1920 г.

0—12	0,94	0,80	0,32	0,20	Следы	Следы	0,20	2,06
12—24	0,49	0,51	0,46	0,21	»	»	0,20	1,47
24—36	0,43	0,34	0,39	0,14	»	»	0,21	1,09
36—48	0,15	0,40	0,32	0,13	»	»	0,18	0,82

После опыта, 1931 г.

0—12	0	0,40	0,05	0,02	0,23	Следы	Следы	0,24
12—24	0	0,32	0,08	0,04	0,17	»	»	0,27
24—36	0,15	0,35	0,08	0,04	0,12	»	»	0,50
36—48	0,15	0,50	0,10	0,04	0,07	»	»	0,67

Таблица 81

Воднорастворимые соли, делянка 10, внесена сера

Глубина (в дюймах)	В миллиэквивалентах на 100 г почвы							
	CO ₃ ^{''}	HCO ₃ [']	Cl [']	SO ₄ ^{''}	Ca ^{..}	Mg ^{..}	K [']	Na [']

До опыта, 1921 г.

0—12	1,15	0,90	1,53	0,65	Следы	Следы	0,17	4,06
12—24	0,60	0,64	1,24	0,41	»	»	0,17	2,72
24—36	0,53	0,68	0,70	0,19	»	»	0,20	1,90
36—48	0,42	0,57	0,50	0,12	»	»	0,20	0,41

После опыта, 1931 г.

0—12	0	0,25	0,05	0,04	0,10	Следы	Следы	0,24
12—24	0	0,30	0,05	0,05	0,12	»	»	0,28
24—36	Следы	0,50	0,07	0,07	0,07	»	»	0,57
36—48	0,30	0,62	0,07	0,10	Следы	»	»	0,79

* Внесено в июне 1922 г.

** Внесено в октябре 1925 г.

Воднорастворимые соли, деланка 5, промывки

Глубина (в дюймах)	В миллиэквивалентах на 100 г почвы							
	CO ₃ ^{''}	HCO ₃ [']	Cl [']	SO ₄ ^{''}	Ca ^{''}	Mg ^{''}	K [']	Na [']

До промывки, 1920 г.

0—12	1,05	0,73	0,62	0,33	Следы	Следы	0,14	2,59
12—24	0,49	0,52	0,62	0,26	»	»	0,11	1,78
24—36	0,42	0,38	0,54	0,17	»	»	0,24	1,27
36—48	0,15	0,38	0,34	0,10	»	»	Следы	0,97

После промывки, 1931 г.

0—12	Следы	0,52	0,05	0,05	0,06	Следы	Следы	0,56
12—24	0,15	0,45	0,07	0,06	0,04	»	»	0,69
24—36	0,55	0,50	0,07	0,03	Следы	»	»	1,15
36—48	0,70	0,65	0,12	0,05	»	»	»	1,52

Обменные основания, деланка 4, внесен гипс

Глубина (в дюймах)	В миллиэквивалентах на 100 г почвы				Натрий в % к сумме	pH
	Ca ^{''} + Mg ^{''}	K [']	Na [']	сумма		

До опыта, 1920 г.

0—12	1,08	0,23	3,13	4,44	70	9,67
12—24	0,42	0,98	2,87	4,27	67	9,42
24—36	1,78	0,28	2,41	4,47	54	9,59
36—48	2,57	0,34	1,59	4,50	35	9,11

После опыта, 1931 г.

0—12	5,05	0	0,27	5,32	5	7,53
12—24	4,59	0	0,40	4,99	8	8,10
24—36	4,63	0	0,43	5,06	8	8,30
36—48	4,13	0	1,00	5,13	19	8,70

Обменные основания, деланка 10, внесена сера

Глубина (в дюймах)	В миллиэквивалентах на 100 г почвы				Натрий в % к сумме	pH
	Ca ^{''} + Mg ^{''}	K [']	Na [']	сумма		

До опыта, 1921 г.

0—12	1,35	0,44	2,51	4,30	58	9,67
12—24	1,21	0,34	2,90	4,45	65	9,20
24—36	3,19	0,20	2,00	5,39	37	8,98
36—48	3,61	0,13	1,26	5,00	25	9,43

После опыта, 1931 г.

0—12	4,06	0,29	0,21	4,56	5	7,05
12—24	3,75	0,15	0,44	4,34	10	7,50
24—36	4,05	0,37	0,38	4,80	8	8,80
36—48	3,66	0,30	0,85	4,81	17	9,30

Обменные основания, делянка 5, не удобрена

Глубина (в дюймах)	В миллиэквивалентах на 100 г почвы				Натрий в % к сумме	pH
	Ca ⁺ + Mg ⁺⁺	K ⁺	Na ⁺	сумма		

До промывок, 1920 г.

0—12	1,21	0,33	2,90	4,44	65	9,18
12—24	1,17	0,33	3,61	5,11	70	9,15
24—36	2,89	—	2,49	5,38	46	8,61
36—48	3,46	0,23	1,43	5,12	28	8,59

После промывок, 1931 г.

0—12	4,66	0	0,30	4,96	6	8,07
12—24	4,44	0	1,20	5,64	21	8,70
24—36	4,35	0	1,54	5,89	26	9,03
36—48	3,07	0	3,45	6,52	53	9,30

Урожай, полученные в опыте во Фресно
(в фунтах на акр)

Год	Культура	Делянка 4, гипс, 1920 г.	Делянка 5, промывки	Делянка 10, сера, 1932 г.
1921	Ячмень на сено	2865	1770	—
1922	» » »	3216	2584	3000
1923	Донник индийский	Запахан на зеленое удобрение		
1924	» белый	То же		
1925	Люцерна	5955	3585	18 467
1926	»	Не культивировалась		23 658
1927	»	11 742	6 255	20 138
1928	»	18,858	15 446	5 873*
1929	»	16 785	15 617	10 570
1930	»	19 082	17 494	18 902
1931	—	Не культивировалась		
1932	Хлопчатник	1622	1874	—

Мы видим, что на 11-м году опыта на неудобренной делянке 5 получен такой же хороший урожай хлопка, как и на удобренных делянках. Этот результат достигнут благодаря систематическим обильным промывкам (к сожалеению, объем работ неизвестен) водой, содержащей 0,250 г солей на литр, при отношении $\frac{\text{натрий}}{\text{кальций} + \text{магний}} = 1 : 3$. Этот эффект, несмотря на длительность времени, через которое он получен, все же следует считать лишь началом коренного улучшения, так как сода удалена, а поглощенный натрий доведен до 6% емкости поглощения только в верхнем слое почвы мощностью 12 дюймов. Внесение гипса и серы обеспечило улучшение почвы на глубину 36 и даже 48 дюймов.

В результате рассмотрения различных мероприятий по промывке натриевых солончаков можно сделать следующие выводы.

1) При промывке натриевых солончаков солонцовый процесс (внедрение иона натрия в поглощающий комплекс) реализуется

* Ячмень на сено.

при даче первой порции промывной воды ($\Pi-m$); однако солонцовые свойства почвы (дисперсность, щелочность) в этот момент не проявляются благодаря коагулирующему действию высокой концентрации воднорастворимых солей.

2) По мере промывания воднорастворимых солей солонцовые свойства (высокая дисперсность, щелочность и разрушение поглощающего комплекса) проявляются все более сильно, максимум их обычно имеет место в момент почти полного выщелачивания воднорастворимых солей. Следовательно, в момент вымывания воднорастворимых солей мелиорация натриевого солончака не закончена, а лишь наступает основная задача по устранению поглощенного натрия и связанных с ним вредных солонцовых свойств.

3) В некоторых частных случаях в период первоначальных промывок может наступить момент, когда концентрация воднорастворимых солей будет невысока, солонцовые свойства еще недостаточно сильно выявились и может создаться впечатление о законченности мелиорации. В практике на этом этапе иногда можно уже приступить к культуре соле- и солонцовоустойчивых растений, но заканчивать мелиорацию не рекомендуется, так как в этом случае остается реальная угроза: или временного, но губительного повышения концентрации солей, или, наоборот, при понижении концентрации солей, например, во время полива, столь же опасное проявление солонцовых свойств, в частности вспышки щелочности.

4) Для предупреждения возникновения солонцового процесса, а также для его устранения лучше всего внести на солончак необходимую дозу гипса. При наличии гипса в нижних горизонтах почвы он может быть добыт на месте. На солончаках карбонатных можно осуществить мелиорацию и без гипса, за счет имеющейся извести, но промывная норма при этом сильно возрастает благодаря малой растворимости CaCO_3 . В этих случаях внесение серы является целесообразным.

5) Мелиорирующая доза гипса, как правило, берется в количестве, эквивалентном количеству поглощенного натрия. Это последнее определяется или предварительным опытом, или по эмпирической таблице зависимости количества поглощенного натрия от соотношения катионов в растворе и их концентрации, или же, наконец, по одной из формул обмена катионов.

Промывная норма должна быть достаточной для растворения внесенного гипса, учитывая, что для растворения одной части гипса требуется 400 частей воды, а в полевых условиях, в силу технических причин, повидимому, около 1000 частей. Поэтому вопрос об отводе промывных вод при промывке натриевых солончаков требует особо тщательного анализа и решения.

6) Для промывки натриевых солончаков с успехом могут применяться минерализованные, богатые кальцием воды: грунтовые, шахтные и др. После окончания вытеснения поглощенного

натрия оставшиеся воднорастворимые соли могут быть промыты небольшой нормой чистой оросительной воды.

7) Промытые солончаки лучше всего занимать культурой трав для обогащения органическим веществом и создания структуры, после которых обеспечивается наилучшая продуктивность всех других культур севооборота.

СОЛОНЦОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ПОЧВАХ ПРИ ОРОШЕНИИ СОЛЕННЫМИ ВОДАМИ

Выше была отмечена возможность засоления почвы за счет солей оросительных вод. Там же указано и на увеличение солонцеватости почвы, выразившейся в повышении щелочности. Теперь этот процесс развития солонцеватости ясен: при орошении водой, содержащей в себе натриевые соли, хотя бы и в слабых концентрациях, мы систематически вытесняем из почвы поглощенный кальций и замещаем его натрием. Вытесняемый кальций в форме хлористой или сернокислой соли может выноситься в грунтовые воды или в нижнюю толщу почвы, а корнеобитаемые слои ее могут постепенно и неуклонно превращаться в солонец.

С этим явлением особенно приходится считаться при орошении бескарбонатных почв, где нет запаса свободного кальция, и при использовании для орошения вод мелких засоленных источников, грунтовых и фабрично-заводских вод, а также вод степных водохранилищ.

Согласно лабораторным исследованиям В. Келли и др., нежелательно, чтобы отношение ионов $\frac{Na^+}{Ca^{++} + Mg^{++}}$ в оросительной воде превышало 1 : 1. При отношении больше 2 становится заметным поглощение натрия, особенно при повышении концентрации почвенного раствора при просыхании почвы. Особенно нежелательно присутствие $NaHCO_3$, когда $Ca(HCO_3)_2$ выпадает в осадок. Карбонатные почвы задерживают поглощение натрия.

По наблюдениям Е. В. Иванова и А. Н. Розанова, при отношении в оросительной воде ионов $\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{++} + Mg^{++}} < 1$ солонцеватость не угрожает, при отношении между 1—4 развивается слабая солонцеватость и при отношении больше 4 возникает угроза сильной солонцеватости.

Для правильного понимания всех этих приближенных показателей необходимо учитывать, что вредное действие воды зависит от: 1) характера почвы, 2) характера культур и 3) системы удобрения; например, при внесении небольших доз гипса вредное действие воды может быть парализовано. С другой стороны, слабые степени солонцеватости могут постепенно усиливаться. Таким образом, всегда желательно иметь местные исследования и наблюдения по этому вопросу.

ИСКУССТВЕННОЕ СОЛОНЦЕВАНИЕ КАНАЛОВ И ВОДОХРАНИЛИЩ

Свойства солонца, резко отрицательные с сельскохозяйственной точки зрения, могут быть чрезвычайно эффективно использованы в мелиоративно-гидротехническом строительстве для борьбы с потерями воды на фильтрацию.

В ирригационных системах потери воды на фильтрацию в грунты происходят в водохранилищах и во всех звеньях оросительных каналов через дно плотины, дамбы и пр. Эти потери очень велики. Так, например, в степных водохранилищах теряется на фильтрацию в хороших условиях 5—10% объема, а в более плохих до 20—40%; ряд прудов вовсе забрасывается, так как они не держат воды. В ирригационных системах считается хорошим коэффициент полезного действия 0,5; он редко поднимается до 0,6—0,7, но часто падает до 0,4—0,3. Это значит, что в каналах теряется на фильтрацию половина и больше всего количества воды, забираемого головным сооружением.

Потери на фильтрацию имеют громадное отрицательное значение: во-первых, при отсутствии потерь гидротехническое строительство обходилось бы на каждый орошаемый гектар почти вдвое дешевле; во-вторых, при каждом данном головном заборе площадь орошения была бы на 30—40% больше; в-третьих, обеспеченность культур поливной водой при ограниченном вод источнике была бы почти в два раза лучшей; в-четвертых, при машинной водоподаче расход горючего и износ машин были бы значительно меньшими; наконец, в-пятых, столь широко распространенные явления вторичного засоления почв при орошении и заболачивания были бы в большей своей части предотвращены.

Эти отрицательные последствия потерь воды на фильтрацию общеизвестны, и потому мелиоративная наука и практика давно ищут способов борьбы с ними. Можно считать установленным, что хорошая эксплуатация на больших инженерных системах с земляными каналами может устойчиво обеспечить коэффициент полезного действия (к. п. д.), равный 0,5. Дальнейшее повышение к. п. д. требует применения специальных антифильтрационных мероприятий. В качестве последних предложены различного рода одежды каналов: бетонные, асфальтовые, глиняные и др.; практика, однако, показала, что все эти одежды решают удовлетворительно задачу лишь в отдельных частных случаях, преимущественно на крупных ответственных сооружениях. Как массовое мероприятие эти одежды не нашли себе применения в силу крайней дороговизны и ненадежности действия на оросительных каналах. Вместе с тем антифильтрационные мероприятия приобретают существенное значение именно только тогда, когда они применяются в широком масштабе, поскольку главная масса воды теряется в средних и мелких каналах громадной общей протяженности.

Советскими учеными в последние два десятилетия разработан и внедрен новый, оригинальный метод антифильтрационных одежд, получивший название «метода искусственного солонцевания». Этот метод не требует дефицитных материалов, он прост и

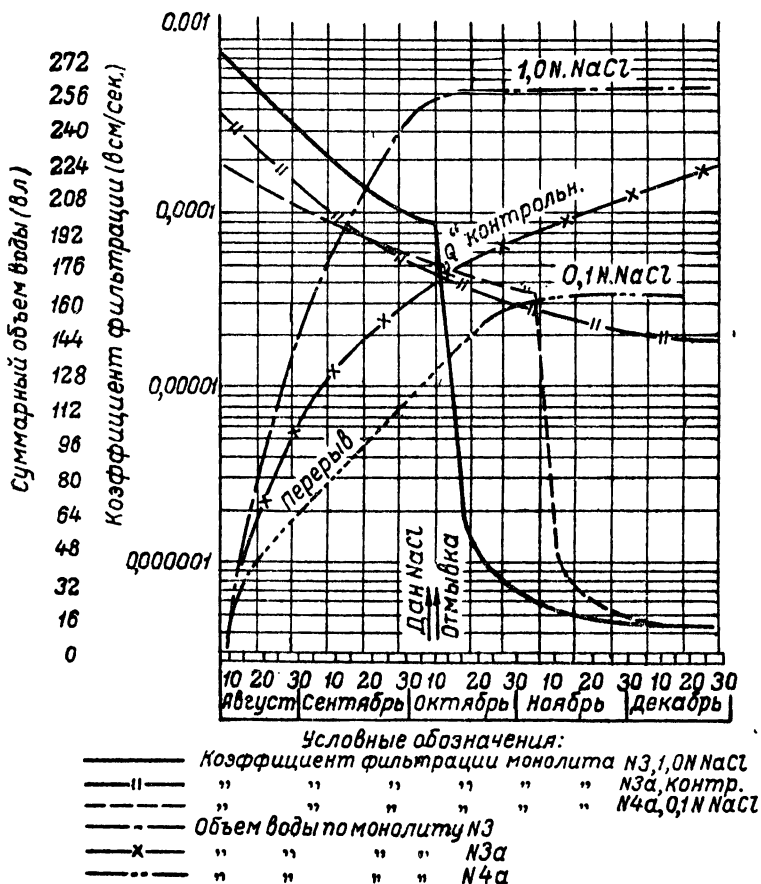


Рис. 69. Изменение коэффициента фильтрации и суммарных объемов воды в монолитах бескарбонатного южного чернозема Безенчукского участка.

общедоступен в употреблении, следовательно, является массовым и вместе с тем вполне эффективным на всех обычных земляных каналах и водохранилищах. Метод разработан на основе теории К. К. Гедройца о солонцовом процессе, согласно которой всякая земляная масса, насыщенная в ее коллоидной части ионом натрия, приобретает высокую степень дисперсности и соответственно низкий коэффициент фильтрации. Поэтому, обработав земляную

массу любой натриевой солью и затем промыв ее, мы получим солонцовую массу с ничтожной фильтрацией.

Впервые в полевых условиях прекращение фильтрации воды почвой после засоления ее хлористым натрием было экспериментально показано Д. Г. Виленским в 1926—1927 гг. на опытном участке Харьковского сельскохозяйственного института. Вскоре после этого, в 1930 г., А. Н. Соколовский внес предложение об использовании искусственного солонцевания в мелиоративно-гидротехнической практике. Далее было установлено, что этот метод применялся кос-где населением уже давно: например, в Сальских степях засыпали поваренную соль в пруды, которые плохо держат воду; в Средней Азии некоторые опытные мастера подсаживали глину, употреблявшуюся для смазки крыш, и т. д. Все это подкрепляло правильность идеи использования солонцевания, но еще не представляло метода, пригодного для использования в мелиоративной практике. Этот метод начал разрабатываться в УкрНИИГиМ (В. А. Шкарупо), на кафедре почвоведения Харьковского сельскохозяйственного института (Крупский), НИХИ и САНИИРи, ЮжНИИГиМ, Институтом сахарной промышленности, кафедрой мелиоративного почвоведения МГМИ и некоторыми другими. Наиболее всесторонняя и систематическая разработка метода солонцевания осуществлена в почвенно-мелиоративной лаборатории ВНИИГиМ, где с 1933 г. под нашим руководством были начаты (Л. Ф. Маманиной и частично А. Т. Морозовым) широкие лабораторные исследования, а затем систематические длительные полевые опыты и проектные разработки (инж. С. П. Засосовым). Отдельные опыты и исследования осуществлены здесь же инж. В. К. Жегаловым, С. Л. Миркиным, Г. С. Каган, П. С. Рымарь, М. С. Гаража, И. А. Верниковской и др.

В опытах Л. Ф. Маманиной на монолитах черноземов и каштановых почв Заволжья и в аналогичных опытах А. Т. Морозова на черноземах Западной Сибири и сероземах Средней Азии при солонцевании хлористым натрием было получено устойчивое понижение фильтрации по сравнению с контролем в 11—20 раз, а в отдельных случаях в 200 и 500 раз. Пример изменения кривой фильтрации показан на рисунке 69. Доза натрия рассчитывалась по емкости поглощения 10-сантиметрового слоя почвы. Распределение поглощенного натрия, конечно, не ограничивается 10-сантиметровым слоем, а захватывает большую толщу, как это видно из следующих цифр, полученных С. П. Засосовым в полевом опыте солонцевания канала на безенчукском черноземе нормой в 3 кг соли на 1 м² поверхности.

Глубина (в см)	Поглощенный натрий (в м.-экв.)	Процент натрия от емкости поглощения
0—5	7,0	17,5
5—10	4,0	10,0
10—20	3,5	8,7
20—40	1,2	3,0
40—50	1,0	2,5

При больших дозах натрия степень солонцеватости будет выше, солонцевание затронет более глубокие слои и в результате антифильтрационный эффект еще более возрастет.

В полевых опытах антифильтрационный эффект солонцеваний оказывается меньшим, чем в лаборатории, но все же столь значительным, что практически вполне удовлетворительно решает задачу борьбы с потерями воды на фильтрацию. Это видно из таблицы 87, составленной С. П. Засосовым.

Т а б л и ц а 87

Сокращение потерь воды на фильтрацию при солонцевании каналов

Место проведения опытов	Год	Потери воды (в %) на 1 км длины канала			
		до солонцевания		после солонцевания	
		от — до	среднее	от — до	среднее
Безенчук, Куйбышевский район Куйбышевской области.	1936	22—37	29	3—7	5,0
То же	1937	53—65	59	19—31	24,0
Елшанская оросительная система, Бузулукский район Чкаловской области	1937	6—25	11	0—5	2,5
То же	1938	10—15	12	0—6	3,0
Марыйский район Туркменской ССР	1937	5—10	7	1—2	1,5
Геокчайский район Азербайджанской ССР	1936	7—9	8	1—3	2,0
Савинки Саратовской области	1936	12—18	16	1,5—2,5	2,0
Брилевская опытная станция УССР	1934	—	20	1,5—2,5	2,0
Молдавская опытная станция	1934	—	22	5—7	6,0
Каменский опорный пункт УССР	1936	14—26	19	0,5—2,5	1,5

Данные таблицы показывают, что в большинстве случаев после солонцевания потери в каналах почти соответствуют расходу воды на испарение (т. е. фильтрации почти нет). В менее благоприятных условиях потери уменьшаются в 3—4 раза. Хлористый натрий применялся в опытах по норме от 3 до 5 кг на 1 м² поверхности канала.

Кроме прямого антифильтрационного действия, солонцевание в сильной степени подавляет в первые годы развитие в каналах сорной растительности (рис. 70), что также уменьшает потери воды на фильтрацию и сильно понижает эксплуатационные расходы на очистку каналов.

Солонцевание осуществляется простейшим способом: очищенные от сорняков и профильтрованные дно и откосы канала несколько рыхлят и затем по ним разбрызгивают необходимое количество крепкого раствора соли. После этого канал по отдельным отсекам заполняют водой для промывки соли, и когда вода впитается, канал готов к действию.

Эффективность солонцевания может быть еще более повышена: 1) увеличением дозы дисперсатора (соли); 2) применением более совершенной техники солонцевания. В настоящее время наиболее

эффективным в полевых условиях оказывается «скрытое солонцевание» (С. П. Засосов), заключающееся в том, что сухая соль вносится по периметру канала на глубину 10—15 см от поверх-



Рис. 70. Влияние солонцевания на зарастание каналов:

вверху — незасолонцованный магистральный канал, заросший сорной растительностью, через 30 дней после прокашивания; внизу — засолонцованный канал на третий год службы; норма — 5,5 кг соли на 1 м².

ности; 3) применением более энергичных дисперсаторов, а именно, щелочных вместо нейтральных.

Почти все работы по солонцеванию в Советском Союзе проведены с хлористым натрием потому, что эта соль наиболее дешевая и общедоступная. Вместе с тем известно, что в щелочной среде внедрение натрия в поглощающий комплекс осуществляется более энергично, дисперсация и, следовательно, антифильтрационный

эффект будут большими. Эксперименты подтверждают это. Так, в наших исследованиях фильтрационным методом Оствальда

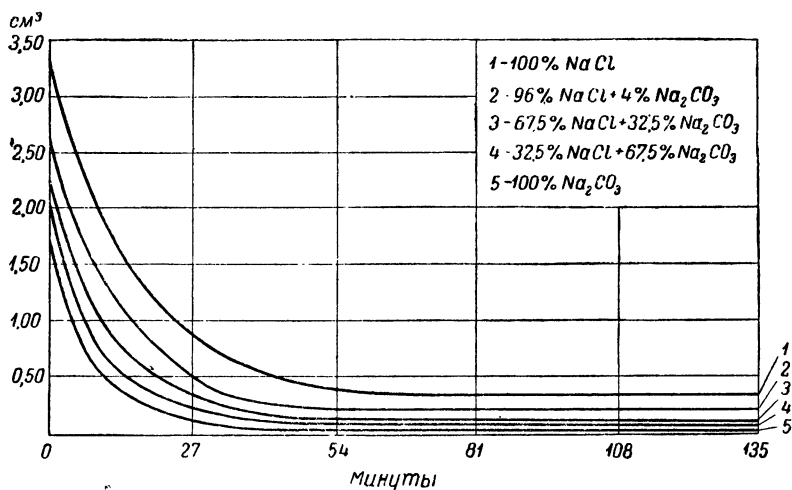


Рис. 71. Кривые фильтрации чернозема при внесении хлористого натрия и соды.

получены для двух типов почв следующие относительные кривые фильтрации при подщелачивании содой с одновременным внесением хлористого натрия (рис. 71 и 72).

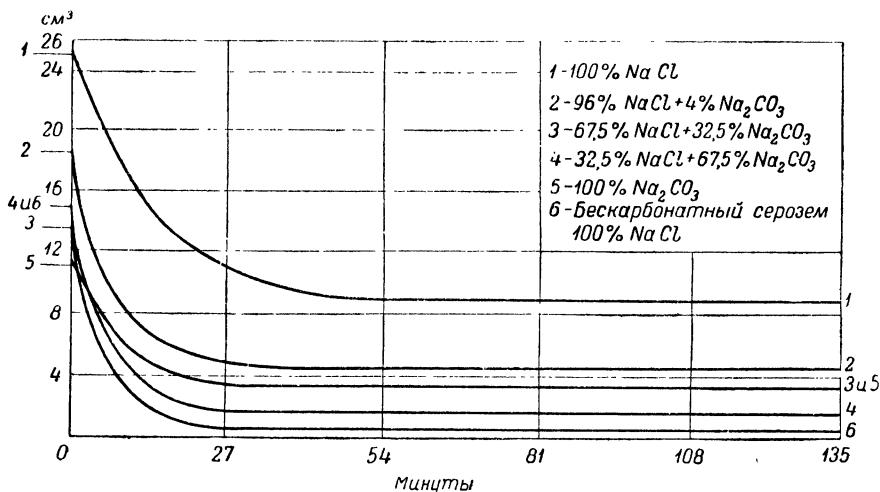


Рис. 72. Кривые фильтрации серозема при внесении хлористого натрия и соды.

В параллельных опытах с карбонатным сероземом (М. С. Гаража и И. А. Верниковская), проводившихся в асбестоцементных

трубах диаметром 7,5 см и высотой почвенной колонны 135 см, получены следующие результаты (табл. 88).

Т а б л и ц а 88

Эффективность солонцевания различными дисперсаторами при разных дозах и способах обработки почвы (на 96-й день опыта)

Показатели	Контроль	Поверхностная обработка раствором NaCl		Скрытая обработка сухой солью NaCl		Поверхностная обработка раствором смеси NaCl + NaOH, соответствующей дозе 3,25 кг/м²			
		доза 3,25 кг/м²	доза 6,5 кг/м²	доза 3,25 кг/м²	доза 6,5 кг/м²	99 ч. NaCl и 1 ч. NaOH	90 ч. NaCl и 10 ч. NaOH	75 ч. NaCl и 25 ч. NaOH	100 ч. NaOH
Коэффициент фильтрации (в см/мин)	0,0125	0,0043	0,0009*	0,0024	0,0006	0,0013*	0,0012	0,0008*	0,0003
Уменьшение против контроля (количество раз)	—	3,0	14,0	5,2	21,0	9,6	10,5	15,6	42,0

В полевом опыте на террасовом черноземе Елшанской оросительной системы С. П. Засосов при применении для солонцевания одного хлористого натрия и NaCl + NaOH получил следующие результаты (табл. 89).

Т а б л и ц а 89

Скорость впитывания воды при применении различных дисперсаторов (в % от показателей по несолонцованному контролю)

Дозы химикатов	1-й год	2-й год	3-й год
5 кг на 1 м² NaCl	2,7	19,4	57,0
3 » » 1 » NaCl + 0,15 кг/м² NaOH	2,3	7,3	47,0
4 » » 1 » NaCl + 0,25 » NaOH	2,7	2,4	15,0

Приведенные данные показывают, что щелочные дисперсаторы не только значительно усиливают первоначальный антифильтрационный эффект солонцевания, но и делают его более длительным.

Однократное солонцевание оказывает существенный антифильтрационный эффект в течение минимум 3—5 лет. Эта длительность действия должна считаться в практике вполне достаточной, так как затраты на солонцевание полностью погашаются экономией воды и другими выгодами уже в течение первого года. Ограничение действия солонцевания 3—5 годами объясняется тем,

* На 60-й день после обработки.

что ирригационные воды минерализованы обычно преимущественно солями кальция, под влиянием которых канал постепенно и рассолонцовывается. Для восстановления антифильтрационного эффекта необходимо повторное солонцевание.

Чрезвычайно важным является то обстоятельство, что *повторное солонцевание, при меньших дозах дисперсатора, может давать эффект более высокий, чем первое*. Это видно, например, из данных С. П. Засосова, полученных на канале Безенчукской опытной станции (табл. 90).

Т а б л и ц а 90

Эффективность повторного солонцевания канала

Солонцевание	Доза NaCl	Скорость впитывания воды (в % от контроля)			
		1-й год	2-й год	3-й год	4-й год
Первичное	3,1 кг/м ²	22	38	87	—
Повторное	2,5 »	19	36	57	60

Повторное солонцевание NaCl по норме, составляющей 80% от первоначальной, повысило эффект солонцевания и устойчивость его во времени.

Этот факт определяется тем, что *солонцевание есть не только дисперсация почвенной массы, но и придание ее коллоидам подвижности*. При дисперсации коллоидные массы приобретают способность вымываться в толщу почвы и закупоривают ее поры, в результате на некоторой глубине формируется иллювиальный водонепроницаемый слой.

В опыте Л. Ф. Маманиной передвижение коллоидов зарегистрировано в толще более 50 см (табл. 91).

Т а б л и ц а 91

Перемещение коллоидных масс в результате солонцевания

Объект исследования	Горизонты (в см)	Содержание частиц меньше 0,0005 мм (в %)	
		до опыта	после опыта
Монолит безенчукского чернозема № 3	8—20	24,42	21,05
	20—30	22,48	18,67
	30—40	22,25	18,28
	40—50	28,34	23,89
	50—60	30,72	21,69

Вынос коллоидов из монолита подтвержден и анализами фильтратов, в которых часто наблюдалось массовое выпадение хлопьевидных осадков гидратов кремния и полутораокисей.

При повторных солонцеваниях иллювиальный горизонт будет последовательно расти, и можно ожидать, что после нескольких солонцеваний создастся постоянная водонепроницаемая глинистая мембрана, которая будет действовать независимо от того, насыщена она натрием или кальцием.

В настоящее время начата разработка метода искусственного ускорения образования таких мембран путем введения в толщу почвы гипса для создания коагулирующего экрана. Так, в опытах С. П. Засосова и М. С. Гаража с сероземами Вахша и Мургаба в асбестоцементных трубах оказалось, что экран из той же почвы с добавкой 4 и 8% гипса значительно повышает антифильтрационный эффект как нейтральных, так и щелочных дисперсаторов, в ряде случаев полностью и на длительный срок прекращая фильтрацию. Это действие экрана заключается в том, что вмываемые коллоиды не распыляются по всей толще почвы, а концентрируются над экраном. Во многих районах орошения такие коагулирующие экраны в почвах существуют в естественном виде.

Несомненно, что, располагая только имеющимися теоретическими данными о поведении коллоидов, можно широко управлять процессами вмывания коллоидов и формирования водонепроницаемых мембран. Исследования Иенни и Смит показали, что процесс вмывания есть по существу процесс просеивания тонких дисперсных частиц через поры почвы. Следовательно, при каждой данной порозности возможность образования иллювия будет определяться тремя условиями: 1) количеством дисперсированной массы; 2) степенью ее крупности и 3) устойчивостью дисперсной системы против коагуляции. Все эти три фактора мы можем регулировать. Так, известно, что степень дисперсации почвы зависит от применяемого дисперсатора. Для иллюстрации приведем некоторые данные.

В наших исследованиях бескарбонатного чернозема и карбонатного серозема при разных дисперсаторах получились следующие количества тонких частиц (табл. 92).

Т а б л и ц а 92

Количество тонких частиц при применении различных дисперсаторов

Показатели	Дисперсатор				
	100 ч. NaCl	96 ч. NaCl + 4 ч. Na ₂ CO ₃	67,5 ч. NaCl 32,5 ч. Na ₂ CO ₃	32,5 ч. NaCl 67,5 ч. Na ₂ CO ₃	100 ч. Na ₂ CO ₃
Относительное количество частиц меньше 0,00015 мм в черноземе	100	—	—	280	320
То же, в сероземе частиц меньше 0,0005	100	113	160	—	175

В этих опытах через 85 суток суспензия нейтрального дисперсатора осветлилась почти полностью на глубину 20—22 см, тогда как суспензия щелочного дисперсатора осела всего на 5—6 см.

Van Aladar Töldvari для карбонатного лесса получил следующие количества частиц меньше 0,002 мм в лессовых суспензиях при различных методах обработки (табл. 93).

Т а б л и ц а 93

Количество частиц меньше 0,002 мм в лессовых суспензиях при различных методах обработки

а) в весовых процентах, б) относительное количество частиц (за 100 приняты полученные результаты по Аттербергу)

Наименование почвы	В дистиллированной воде	Аммиак 0,1 N	Оксалат натрия 0,005 N	Метасиликат натрия 0,005 N	В аппарате Аттерберга
Pacsirta Berg а	1,84	6,88	11,43	10,01	25,30
б	6,09	27,19	45,18	39,57	100,0
Ördögoram а	5,14	12,54	13,71	6,94	21,28
б	24,20	58,93	64,43	32,61	100,0

Из этой таблицы видно, что: 1) различные почвы разрушаются одинаковыми дисперсаторами в различной степени; 2) наибольшую дисперсацию для обеих почв дает оксалат натрия; 3) метасиликат натрия и аммиак действуют на разных почвах различно.

Полученные суспензии были испытаны на их устойчивость в водной среде в течение 34 суток. Эти данные приводятся в таблице 94.

Т а б л и ц а 94

Устойчивость суспензий, полученных под действием различных дисперсаторов

Дни	Оксалат натрия 0,005 N	Метасиликат натрия	Оксалат натрия 0,005 N	Метасиликат натрия
Исходный	11,5903	10,4862	12,4696	10,8000
1	11,30	10,41	7,70	6,94
2	9,83	9,72	9,78	7,31
3	11,47	10,01	12,67	7,41
4	10,35	10,31	12,83	8,61
5	10,44	10,41	15,32	7,31
6	8,88	10,45	13,87	6,94
7	5,95	9,43	12,27	6,94
10	2,76	9,62	11,47	7,22
14	1,90	10,11	11,23	7,41
21	0,86	10,01	0,24	7,31
28	—	10,41	—	7,87
29	—	11,11	—	8,24
30	—	10,01	—	7,96
31	—	10,41	—	7,96
32	—	10,11	—	4,04
33	—	10,11	—	7,50
34	—	9,03	—	6,20

Таблица наглядно показывает различное стабилизирующее влияние анионов и вторичных соединений, возникающих при этих двух дисперсаторах: оксалат натрия, вызывая наибольшую дисперсацию, вместе с тем дает

неустойчивую суспензию, оседающую полностью на 21-й день; наоборот, суспензия метасиликата и на 34-й день остается практически неизменной. Здесь выступает защитная роль коллоидной кремниеслоты и иона OH' .

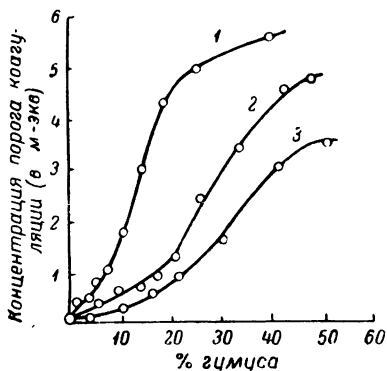


Рис. 73. Защитное действие коллоидного гумуса при коагуляции нейтрального золя глины хлористым натрием:

1 — гумус (гумусового экстракта, прибавленного к суспензии из северного торфа); 2 — гумус из почвы прерий; 3 — гумус из чернозема.

Из него видно, что для исходной суспензии без гумуса кривая скоростей фильтрации и количества выносимых через песок глинистых частиц очень круто падает, т. е. заиливание песка идет очень энергично. Для суспензий, стабилизированных гумусом, кривые располагаются значительно выше и падение их более замедленно. Следовательно, в этих условиях иллювиальный горизонт может образоваться на значительно большей глубине.

При искусственном солонцевании каналов мы обычно заинтересованы в более глубоком вымывании глинистых частиц. Метасиликат натрия в наших лабораторных опытах дал в этом отношении очень хороший результат.

Итак, целесообразно используя различные способы дисперсации и стабилизации коллоидов, применяя в каждом случае соответствующую технику солонцевания, мы можем в ближайшее время при соответствующих изысканиях и исследованиях получить антифильтрационные эффекты, гораздо боль-

Иенни и Смит исследовали стабилизацию глинистой суспензии, определяя для нее изменение порога коагуляции при прибавлении различных нейтральных гумусовых экстрактов. Полученный результат показан на рисунке 73. Из него видно, что для исходной суспензии порог коагуляции составляет менее 0,1 м.-экв., и с прибавкой гумуса он повышается до 5,0—5,5 м.-экв., т. е. устойчивость суспензии возрастает во много раз. Поведение таких стабилизированных суспензий при их фильтрации авторы проверили в опытах с трубками высотой 5—10 см, наполненными кварцевым песком. Результат показан на рисунке 74.

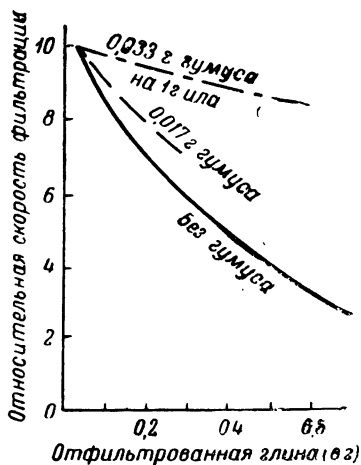


Рис. 74. Снижение возможности образования уплотненного слоя в присутствии коллоидного гумуса (Гельдер).

шие, чем те, которые имеются в настоящее время. Ведущиеся работы по механизации процесса солонцевания обеспечат еще большее удешевление этого метода.

В настоящее время метод солонцевания настолько разработан и проверен в полевых условиях, что может быть уверенно применен в широкой практике, особенно на черноземах и каштановых почвах. В отношении сероземов также имеется большое количество длительных и вполне убедительных лабораторных опытов, показывающих высокую эффективность и устойчивость солонцевания и в этих условиях.

Помимо уже приведенных данных, необходимо отметить опыты С. П. Засосова и М. С. Гаража, проводившиеся в 1,5-метровых асбестоцементных трубах, в которых карбонатные сероземы р. Вахш и, особенно, р. Мургаб дали очень высокий эффект солонцевания, притом почти не снижавшийся в течение 17 месяцев непрерывных наблюдений. Ряд одногодичных наблюдений в поле на каналах (С. Л. Миркин, П. С. Рымарь, Коган и др.) подтверждает лабораторные показания, но все же здесь не хватает длительных полевых опытов. Поэтому в сероземной хлопковой зоне (Средней Азии и Закавказья) следует осуществить широкие производственно-показательные опыты солонцевания, которые позволят приспособить технику солонцевания к специфическим условиям карбонатных почв.

Первоочередными объектами солонцевания следует считать площади машинного орошения, маловодные системы и системы, угрожаемые по подъему грунтовых вод и засолению; на этих объектах в первую очередь следует солонцевать каналы постоянного действия, как дающие наибольшую фильтрацию в грунтовые воды.

В первый период развития метода солонцевания с применением хлористого натрия возникали опасения относительно возможного вредного влияния иона хлора на орошаемые поля. Многочисленные специальные исследования бригады ВНИИГиМ по этому вопросу позволяют в настоящее время констатировать следующее.

1. Продукт обменной реакции в виде CaCl_2 и MgCl_2 полностью вымывается под канал при его замочке; качество оросительной воды, поступающей на поля по солонцованному каналу, остается неизменным.

2. Растекание солей в стороны от канала обычно локализуется его дамбами; неизвестно ни одного случая появления иона хлора даже в частях полей, непосредственно примыкающих к каналу. Если бы, в исключительных случаях, ион хлора здесь и появился, то его легко удалить ограниченной нормой воды, так как он будет в форме хлорида кальция и магния.

3. Соли после солонцевания поступают в грунтовые воды и повышают их минерализацию. Однако простой балансовый подсчет показывает, что это повышение минерализации, отнесенное к единице орошаемой площади, совершенно незначительно: напри-

мер, в Хорезм с оросительными водами Аму-Дарьи ежегодно поступает значительно больше хлоридов, чем потребовалось бы внести хлористого натрия для солонцевания всех каналов в этом районе.

4. При глубоких грунтовых водах небольшие изменения их минерализации вообще не имеют практического значения; при близких грунтовых водах повышение их минерализации может быть нежелательно. Однако здесь необходимо учитывать следующее:

а) те незначительные изменения минерализации, которые могут иметь место при солонцевании хлористым натрием, вполне укладываются в обычную амплитуду колебаний минерализации грунтовых вод засоленных районов; общая картина пестроты грунтовых вод от этого не меняется;

б) так как после солонцевания произойдет понижение уровня грунтовых вод, то это вполне может компенсировать повышение их концентрации;

в) вместо хлористого натрия можно применить другой дисперсатор (Na_2CO_3 , NaOH , Na_2SiO_3 и т. д.) и тогда вопрос о вредности полностью снимается.

Таким образом, при проектировании солонцевания для каждого конкретного объекта должен быть проанализирован его солевой баланс, и это позволит при всех условиях выбрать рациональную форму солонцевания.

ГЛАВА IV

МИКРОБИОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ПОЧВЕ И ИХ РЕГУЛИРОВАНИЕ

Почву населяет громадное количество микроорганизмов, измеряющееся сотнями миллионов и даже миллиардами особей на 1 г почвы. Они представлены здесь в основном бактериями, актиномицетами, грибами и простейшими (Protozoa).

Микробиологическая деятельность играет большую роль в почвообразовании. Достаточно вспомнить, что все процессы разложения органического вещества, образование различных форм гумуса есть результат микробиологической деятельности. Гумус же существенно влияет на все другие процессы, а также свойства почв, а именно: на энергию и характер химического выветривания пород, количество и характер поглощающего комплекса почвы, структуру почвы, водные и тепловые свойства ее и пр.

Зависимость плодородия почвы от микробиологических процессов до недавнего прошлого (80-е годы XIX столетия) была неизвестна агрономии, и потому во всех случаях, когда полученный урожай не мог быть объяснен влиянием известных в то время физических и химических свойств почвы, говорили о действии в почвах некоторого мистического «неизвестного фактора».

С того момента, как было доказано, что во многих случаях этим «неизвестным фактором» являются микробиологические процессы в почве, возникло представление, что теперь познана самая сущность процессов плодородия почвы и что на основании отдельных микробиологических показателей легко можно будет предусматривать степень плодородия каждой почвы и его регулировать.

Такое упрощенное представление нельзя считать правильным: во-первых, микробиологический комплекс явлений оказался при ближайшем исследовании настолько сложным и взаимосвязанным со всеми другими свойствами почв, что использование отдельных микробиологических явлений как прямых показателей плодородия почв во многих случаях вовсе не оправдывалось. Тем не менее эти идеи о значении микробиологического фактора стимулировали большой ряд специальных почвенно-микробиологических исследований, которые в целом были чрезвычайно плодотворными.

Основное их значение заключается в том, что в настоящее время установлено, что круговорот и сезонная динамика основных элементов, необходимых для развития растений, таких, как азот, фосфор, сера, железо и др., определяются главным образом микробиологическими процессами.

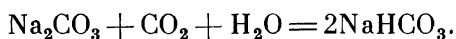
Каждый микробиологический процесс в отдельности, так же как и любой их комплекс, в высокой степени зависит от тех условий, которые создаются в почве в каждый данный момент времени. В частности, определяющими факторами здесь являются водно-воздушный режим, реакция почвы, солевой режим, температура. Изменяя последние, мы будем существенным образом влиять и на ход микробиологических процессов в почве, так что действительно здесь имеет место чрезвычайно широкий путь для регулирования элементов плодородия. Мелиорация дает, как известно, наиболее широкие возможности для регулирования водно-воздушного и солевого режима почв и их реакции и тем самым, следовательно, микробиологических процессов и плодородия. Проведенные исследования показывают чрезвычайно глубокие изменения микробиологической деятельности почв под влиянием мелиорации вообще и в связи с режимом орошения, техникой полива и пр. Дальнейшее изучение этих связей открывает широкие перспективы для направленного регулирования элементов плодородия и, следовательно, общего поднятия урожайности мелиорированных полей.

Ниже дается краткая характеристика некоторых главнейших микробиологических процессов в условиях орошаемого поля.

РАЗЛОЖЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ В ПОЧВЕ И ОБРАЗОВАНИЕ УГЛЕКИСЛОТЫ

Главнейшим продуктом, образующимся в результате разложения органических веществ в почве, является углекислота (CO_2). Роль углекислоты чрезвычайно разнообразна и важна. Так, она

является главным фактором химического выветривания в почве. В солонцовых почвах крупная роль ее заключается в том, что она переводит наиболее вредную соль в менее вредную двууглекислую соду по уравнению:



В этом процессе заключается одна из главнейших сторон положительного действия навоза на солонцовых почвах, поскольку он повышает содержание CO_2 в почве. Наконец, углекислота является, как известно, основным источником питания растения. Образуюсь в почве за счет разрушения органического вещества, она диффундирует в воздух и здесь ассимилируется растением. Исследования показывают, что обычного содержания углекислоты в воздухе недостаточно для пышного развития растений. Отсюда возникал ряд попыток прямого удобрения полей газообразной углекислотой, которые дали обещающие результаты; практически этот прием применяется в тепличном хозяйстве. Ближайшим источником для обогащения воздуха углекислым газом может быть сама почва, если в ней форсировать разложение органического вещества.

Некоторые исследователи (Христензен, Стоклаза) считают, что уже теперь доказана прямая связь, существующая между энергией выделения почвой углекислоты и ее плодородием. Эта связь иллюстрируется данными таблиц 95 и 96 (Mitt. d. J. B. G., 1926, 3).

Т а б л и ц а 95

Связь между энергией выделения почвой CO_2 и ее плодородием

Характеристика почвы	Количество CO_2 , выделяемое 1 кг почвы в 24 часа (в мг)	Количество CO_2 , выделяемое слоем почвы в 30 см на пло- щади 1 га за 200 дней (в ц)	Примечание
Плодородная, дает хлебов 25—30 ц/га и корнепло- дов (репа) 350—400 ц/га.	60—120	480	Многолетние наблюдения и анализы, при влажности 20% и температуре 20°
Менее плодородная	30—60	240	
Неплодородная	15—20	120	

Прямые наблюдения в поле за количеством CO_2 , выделяемой путем диффузии при 13—17° под различными растениями почвами разного плодородия, дали следующие результаты (табл. 96).

В обеих таблицах прямая связь между продукцией CO_2 и урожаем ясно выражена.

На основании такого рода данных Стоклаза делает следующие выводы: 1) продукция углекислоты есть показатель легко разлагаемых веществ в почве; 2) углекислота, выделяемая поч-

вой, есть источник ассимиляции, находящейся вообще в минимуме; 3) продукция углекислоты в почве всецело зависит от внешних условий и потому может быть регулируема.

Таблица 96

Выделение CO_2 почвами разного плодородия

Почвы	Количество CO_2 на 1 га (в ц)	Продукция углерода в урожае (в ц/га)
Плодородная	120—160	32,73—43,63
Малоплодородная	80—100	21,82—27,27
Неплодородная	40—60	10,91—16,36

Динамика углекислоты почвенного воздуха в условиях орошаемого поля изучалась в Средней Азии на Ак-Каваке (Ф. Ю. Гельцер). Полученные результаты приводятся в виде графиков, относящихся к пару, неорошаемому, удобренному и не удобренному навозом и, наконец, к делянке орошаемого хлопчатника (рис. 75, 76, 77 и 78).

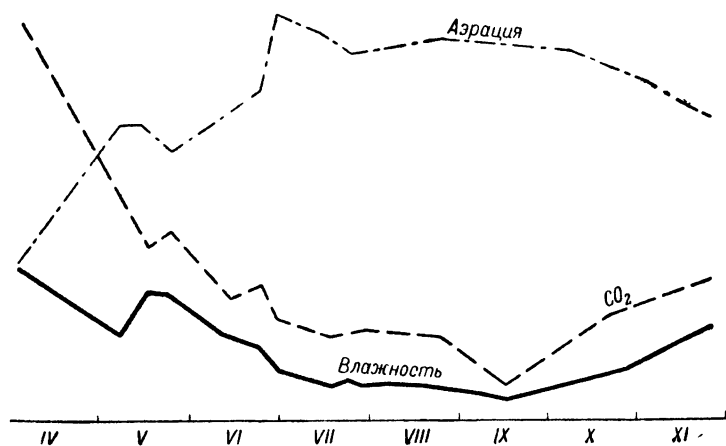


Рис. 75. Динамика CO_2 , влажности и аэрации на орошаемом неудобренном пару.

На этих графиках видна теснейшая связь количества CO_2 почвенного воздуха с увлажнением и количеством в почве энергетического материала. Неорошаемый пар продуцирует значительно меньше CO_2 , чем все орошаемые делянки. На этих последних везде моментам полива соответствуют резкие пики выделения углекислоты, занимающие период 2—3 дней после полива. Внесение навоза и находящаяся в почве корневая система (хлопчатник) значительно повышают количество CO_2 в почвенном воздухе (сравни рис. 76 и рис. 77 и 78).

Повышенная энергия выделения CO_2 в почве оценивается как положительный фактор и потому еще, что с этим связывается

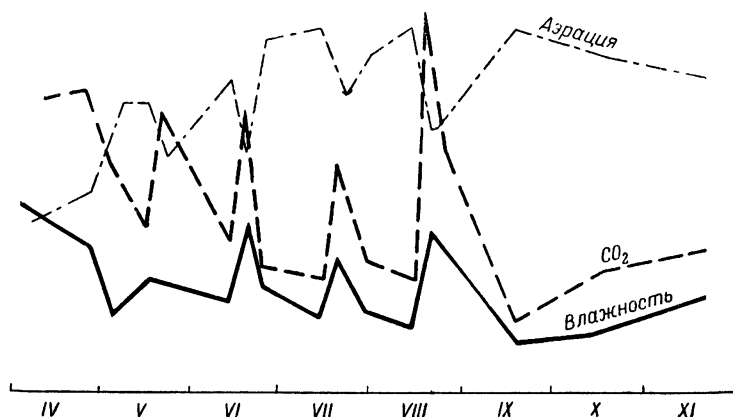


Рис. 76. Динамика CO_2 , влажности и аэрации на орошаемом (четыре полива за лето) неудобренном пару.

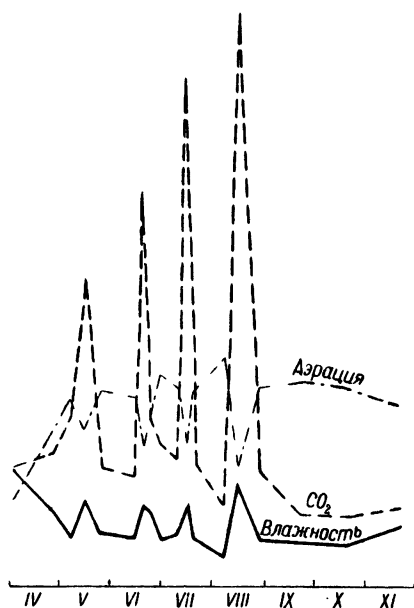


Рис. 77. Динамика CO_2 , влажности и аэрации на политом четыре раза за лето удобренном пару.

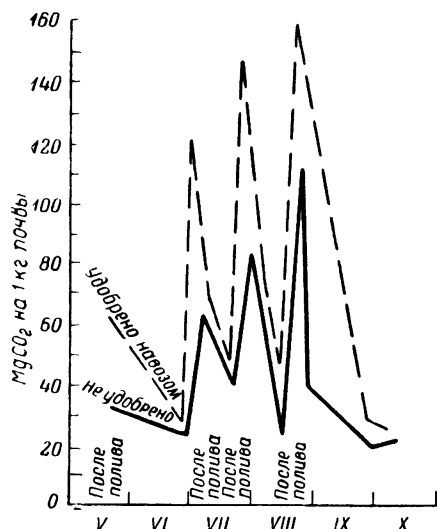


Рис. 78. Динамика CO_2 на орошаемом хлопковом поле.

увеличение в последующий период времени количества азотной и, отчасти, растворимой фосфорной кислоты, т. е. улучшение общего пищевого режима растений.

Из приведенных данных следует, что в условиях орошения мы можем ставить задачу регулирования продукции CO_2 в течение вегетации растения в довольно широких пределах.

В регулировании CO_2 есть и другая сторона: всякое увеличение CO_2 означает уменьшение общих запасов органического вещества почвы, ее гумуса. Стокласа подсчитал, что, например, при содержании 3—5% гумуса в почве и энергии выделения CO_2 в 40 ц на 1 га, запас углерода почвы будет полностью израсходован в 20 лет. Корни растений дают всего 1938—5167 кг органического вещества на 1 га и, следовательно, компенсировать потери полностью не могут. Таким образом, почва последовательно должна обедняться гумусом, что является отрицательным фактором. Действительно, наблюдения Драчева на подзолистой почве показывают потерю гумуса на 13-летнем пару в размере 43% по сравнению с дерниной; в почвах штата Индиана потери гумуса за 30—60 лет составили 47%, в штате Нью-Джерси за 20 лет 24,1%. Ф. Ю. Гельцер для Ак-Кавака определила потери за 1,5 года в 19%. Цифры эти, конечно, ориентировочные, но тем не менее они подчеркивают серьезность явления *. Прямым способом компенсации этих потерь гумуса является искусственное внесение в почву органического вещества в виде навоза или сидератов. Однако одновременно нам кажется возможным ставить вопрос и о более целесообразном использовании того органического вещества, которое в любой форме попадает в почву, иначе говоря, о регулировании процесса гумусообразования.

Мы знаем, что в условиях резко выраженного аэробнозиса и при высоких температурах разложение органического вещества идет очень быстро и до конца, не давая прочного гумуса в почве. При этом, например в условиях Средней Азии, это разложение идет почти непрерывно круглый год и, таким образом, органическое вещество тратится бесполезно. Вместе с тем и эксперименты (см. опыты П. А. Костычева) и наблюдения в природе показывают, что в течение осенне-зимнего периода легко создать условия, способствующие фиксации гумуса в почве, его накоплению, а не разрушению. Для этого достаточно создать в почве некоторый избыток влажности. Кажется вероятным, что простого поздне-осеннего полива достаточно для того, чтобы при низких температурах обеспечить консервацию органического вещества и сохранение его, по крайней мере, для ближайшего вегетационного сезона. Нам кажется, что эта задача регулирования гумусонакопления заслуживает экспериментальной проверки, и тогда, может быть, можно будет рационализировать общие приемы внесения органического вещества в почву в виде навоза, сидерации и в других формах.

* Применение правильной агротехники обеспечивает, как показывает, например, опыт Т. С. Мальцева, не только сохранение, но и увеличение количества органического вещества и гумуса в почве и повышение ее плодородия. — *Ред.*

КРУГОВОРОТ АЗОТА

Азот является важнейшим элементом питания для растений. Он усваивается корнями растений главным образом в окисленных формах. Азот газообразный и азот органических веществ (за исключением некоторых частных случаев) не усваивается растением. Минеральные окисленные формы азота чаще всего оказываются в почве в минимуме, и потому на азотном балансе почвы и приемах его регулирования мы остановимся более подробно. Ниже характеризуются два элемента этого баланса — процесс нитрификации и процесс связывания газообразного азота

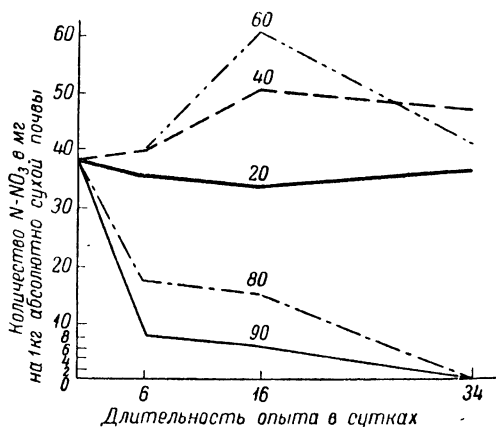


Рис. 79. Влияние влажности на процесс нитрификации (М. М. Кононова).

свободно живущими в почве бактериями *Azotobacter* и *Clostridium Pasteurianum*.

Кроме этих микроорганизмов, большую роль в азотном балансе играют *Vas. radicicola*, или клубеньковые бактерии, живущие на корнях бобовых растений.

Нитрификация. Процесс нитрификации в целом состоит в окислении азота органического вещества в азотную кислоту *. Проходит он в три фазы: в первой фазе под влиянием разнообразных микробов образуется аммиак (NH_3), во

второй фазе аммиак окисляется нитратными бактериями (*Nitrosomonas*) (нитрозный микроб) в азотистую кислоту (HNO_2) и, наконец, в третьей фазе азотистая кислота окисляется нитратными бактериями *Nitrobacter* в азотную кислоту (HNO_3). Следовательно, общая схема этих превращений имеет следующий вид:



Процесс нитрификации, как окислительный, осуществляется только в аэробных условиях. В условиях анаэробных процесс может пойти в обратную сторону, причем часто выделяется свободный газообразный азот. Этот процесс носит название *денитрификации* и является отрицательным с сельскохозяйственной точки зрения.

Нитрификационный процесс в высокой степени зависит от влажности и солевого режима почвы и потому может быть широко

* Под нитрификацией принято понимать переход аммиака в соли азотной кислоты. Процесс же разложения азотистых органических веществ с выделением аммиака носит название *аммонификации*. — Ред.

регулируем. Для иллюстрации зависимости этого процесса от влажности почвы приведем данные, относящиеся к серозему Средней Азии (Ак-Кавак, М. М. Кононова, табл. 97).

Т а б л и ц а 97

Интенсивность нитрификации при различной влажности почвы

Продолжительность опыта	Количество $N-NO_3$ (в мг на 1 кг почвы)				
	Влажность (в % от полной влагоемкости)				
	20	40	60	80	90
Первоначальный анализ	38,19	38,19	38,19	38,19	38,19
Через 6 суток	36,61	40,45	40,45	17,63	9,04
» 16 »	34,52	51,41	60,79	15,70	6,44
» 34 »	38,65	48,36	42,71	Следы	Нет

Эти же цифры представлены на рисунке 79.

Полученные данные показывают, что при влажности 20% от полной влагоемкости (что соответствует 7,3% от веса почвы) нитрификация практически не идет.

При влажностях в 40 и 60% от влагоемкости она протекает энергично, а при избыточном увлажнении, в 80 и 90% (что отвечает 29,3 и 32,9% от веса почвы), интенсивно развиваются процессы денитрификации, приводящие к безвозвратной потере азота.

Зависимость нитрификационного процесса от концентрации воднорастворимых солей весьма значительна. По данным американских исследователей, предельные концентрации солей для отдельных фаз нитрификации выражаются следующими величинами (в процентах).

	NaCl	Na_2SO_4	Na_2CO_3
Аммонификация	0,1—0,2	0,4	2,0
Нитрификация	0,01	0,35	0,025

Эти данные свидетельствуют о большой чувствительности нитратных микробов к солям.

Рубель в биологических фильтрах наблюдал несколько бóльшую устойчивость тех же микробов, а именно: нитратный микроб выдерживает концентрации Na_2CO_3 от 0,05 до 0,1% и прекращает развитие при 0,3—0,4%. Хлористый натрий при содержании 0,6—0,8% стимулировал деятельность нитрозного микроба и останавливал его развитие при 2%. Нитратный микроб оказался несколько чувствительнее к NaCl.

Стимулирующее действие на нитратных бактерий небольших доз солей наблюдал в полевой обстановке П. Е. Простаков на Гусельском участке Саратовской области при искусственном засолении.

Эти данные приводятся в таблице 98.

Т а б л и ц а 98

Азот нитратов (в миллиграммах на 1 кг сухой почвы)

Варианты	Сахарная свекла	Черный пар
Контрольная (без засоления)	7,77	3,96
0,25% NaCl	6,62	5,42
0,25% Na ₂ SO ₄	10,42	5,56
0,25% Na ₂ CO ₃	10,42	22,98
0,25% NaCl + Na ₂ SO ₄	10,46	15,26
0,25% NaCl + Na ₂ CO ₃	11,28	18,55
0,25% Na ₂ SO ₄ + Na ₂ CO ₃	9,49	12,79
0,25% NaCl + Na ₂ SO ₄ + Na ₂ CO ₃	9,54	17,15

Весьма показательные данные о действии солей на бактерий аммонификации и нитрификации получили в лабораторной обстановке Липман и Бургес. Опыты ставились следующим образом: к 100 г почвы прибавлялся 1 г сухой крови и испытуемые соли и затем определялось количество образующихся нитратов. Полученные данные приводятся в таблицах 99 и 100.

Т а б л и ц а 99

Действие хлористого и сернокислого натрия на ход нитрификации

В процентах к сухой почве			Азот нитратов (в мг)	В процентах к сухой почве		Азот нитратов (в мг)	
NaCl	Na ₂ SO ₄	Na ₂ SO ₄		NaCl			
Токсиче- ская доза	0,0	0,0	23,4	Токсиче- ская доза	0,0	0,0	23,4
	0,20	0,0	10,5		0,35	0,0	19,5
	0,20	0,05	29,7		0,35	0,05	21,1
	0,20	0,10	28,9		0,35	0,10	22,0
	0,20	0,15	28,3		0,35	0,15	23,7
	0,20	0,20	27,8		0,35	0,20	15,5
	0,20	0,25	23,4		0,35	0,25	9,8
	0,20	0,30	20,6				

Т а б л и ц а 100

Действие соды (Na₂CO₃) на ход нитрификации

В процентах к сухой почве		Азот нитратов (в мг)	В процентах к сухой почве		Азот нитратов (в мг)	
Na ₂ CO ₃	NaCl		Na ₂ CO ₃	Na ₂ SO ₄		
Токсическая доза	0,0	0,0	23,4	0,0	0,0	23,4
	0,05	0,0	6,0	0,05	0,0	6,0
	0,05	0,05	8,4	0,05	0,025	10,9
	0,05	0,10	18,2	0,05	0,05	10,9
	0,05	0,15	22,5	0,05	0,10	18,9
	0,05	0,20	25,9	0,05	0,20	27,7
	0,05	0,25	15,3	0,05	0,30	27,9
Токсическая доза				0,05	0,40	29,7
				0,05	0,50	25,6
				0,05	0,60	21,1

Данные этих лабораторных опытов иллюстрируют лишь возможный характер явлений в природной обстановке. Общий смысл этого явления

заключается в том, что пары солей действуют гораздо менее вредно, чем одиночные соли, а иногда пары солей даже стимулируют жизнедеятельность микробов. Так, например, токсическая доза соды (0,05%) понижает нитрификацию с 23,4 до 6,0 мг. т. е. почти в четыре раза. Прибавка к соде хлористого натрия в количестве 0,05% понижает уже несколько это токсическое действие: при комбинации 0,05 Na_2CO_3 + 0,15 NaCl продукция нитратов приближается к контролю (22,5), при увеличении до 0,20% превышает контроль (25,9 против 23,4) и только при больших дозах вновь наступает резкое угнетение нитрификации. Этот тип явления выражен во всех приведенных таблицах.

Если мы сравним абсолютные величины концентраций в опытах Липмана (табл. 99 и 100) с данными таблицы 98, то увидим, что последние значительно ниже.

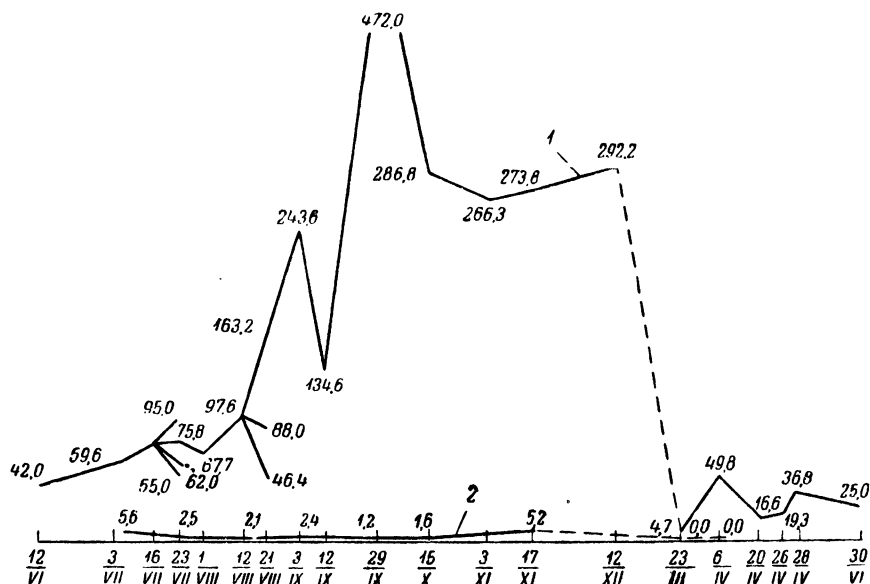


Рис. 80. Содержание нитратов (в миллиграммах NO_3 на 1 кг почвы) в горизонте 0—7 см:

1 — на паровой делянке; 2 — в целинной степи.

Систематических полевых наблюдений за солеустойчивостью нитрифицирующих бактерий не велось, а поэтому еще не установлены определенные нормы засоления, вредно действующие на их развитие.

Можно считать, что солеустойчивость многих бактерий лежит в тех же пределах, что и солеустойчивость растений.

Характеристику общих закономерностей нитрификационных процессов при орошении мы даем главным образом по материалам Средней Азии, так как здесь они изучены наиболее широко.

Как известно, степень влажности почвы оказывает большое влияние на энергию нитрификации. Поэтому, если мы сравним количество нитратов на неорошаемой почве с количеством их в условиях орошения, то обнаружим значительную разницу. Для условий Средней Азии (Голодная степь) это соотношение может быть иллюстрировано следующими данными наших опытов (рис. 80).

Делянка под паром не орошалась. Увлажнение ее происходило за счет боковой фильтрации с соседних орошаемых делянок и грунтовой воды, находящейся на глубине 1,5 м. Целина увлажнялась только атмосферными осадками весной. Мы видим, что на целине количество нитратов не превышает 5,6 мг на 1 кг почвы, тогда как на паровой делянке максимум их достигает 472 мг, а в среднем осенью составляет около 280 мг на 1 кг почвы (превышение против целины в 50 раз).

Исследования М. М. Кононовой показали, что при орошении увеличивается число нитрифицирующих бактерий и их активность. Это видно из следующих данных для Голодной степи (Пахта-Арал, табл. 101).

Т а б л и ц а 101

Изменение числа бактерий под влиянием орошения

Участки	Количество нитрифицирующих организмов на 1 г почвы. Анализ 10/X 1927 г.
Пар неорошаемый	1 000
» орошаемый	10 000
Хлопчатник с 1927 г. по целине .	10 000
» » 1926 » » » .	100 000
» » 1924 » » » .	100 000

Для тех же делянок была определена активность нитрифицирующих бактерий по способности их окислять $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. Полученные данные приведены в таблице 102.

Т а б л и ц а 102

Активность нитрифицирующих бактерий в различных условиях

Участки	Количество N—NO ₃ , образовавшегося за 20 дней опыта (в мг на 1 кг почвы)						
	25/VII 1927 г.	25/VIII 1927 г.	10/X 1927 г.	4/V 1928 г.	7/VI 1928 г.	10/IX 1928 г.	22/X 1928 г.
Пар неорошаемый	4,79	2,40	5,60	9,50	8,41	7,70	8,99
» орошаемый	8,68	4,57	11,86	13,51	11,41	11,33	10,33
Хлопчатник с 1927 г. по целине	4,63	4,18	5,13	7,57	7,86	6,44	8,70
Хлопчатник с 1926 г. по целине	8,83	6,62	9,04	—	—	—	—
Хлопчатник с 1914 г. по целине	11,12	11,92	11,12	12,00	11,46	10,85	12,23

Из приведенных двух таблиц мы видим, что орошение резко увеличивает число микробов в почве и вместе с тем заметно повышает их физиологическую активность. Таким образом, в целом нитрификационный процесс на орошаемых почвах становится совершенно иным, чем на неорошаемых.

Если целина достаточно увлажняется атмосферными осадками, то прирост нитратов от орошения становится менее значительным, а в некоторых случаях может стать даже отрицательным. Это объясняется специфическим влиянием различных способов полива.

Типичный ход кривой нитрификации в течение вегетационного сезона на орошаемом поле показан на рисунке 81 (Ак-Кавак, М. М. Кононова). Это делянка пара, орошаемая затоплением ежемесячно по норме $1500 \text{ м}^3/\text{га}$.

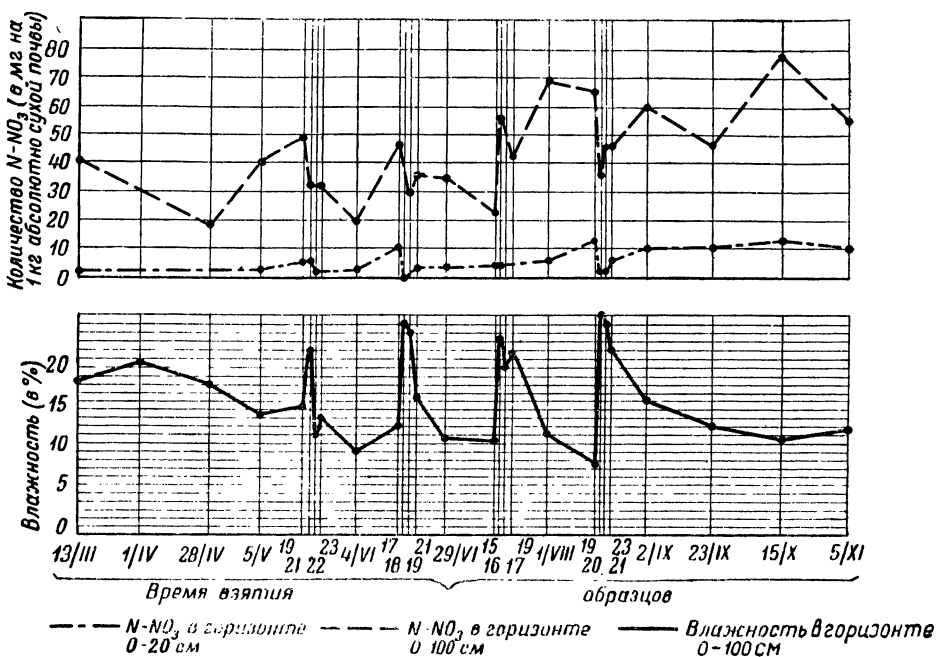


Рис. 81. Кривая нитрификации и влажности на орошаемой делянке.

Динамика процесса нитрификации под хлопчатником может быть иллюстрирована рисунком 82 (Голодная степь, Л. П. Розов). Общие закономерности этого процесса следующие. На паровой делянке нитраты постепенно накапливаются от весны к осени, причем этот процесс особенно резко (скачкообразно) проявляется с начала августа. Так, на рисунке 81 (верхняя кривая) среднее количество нитратов в 1-метровом слое до 1 августа составляет приблизительно 30 мг на 1 кг почвы, тогда как после 1 августа — в среднем 55 мг.

На делянке хлопчатника (рис. 82) ход кривой за сезон совершенно иной. Здесь максимум содержания нитратов приходится на начало вегетации, по мере же развития растений количество их падает, а в период созревания урожая минеральный азот часто полностью исчезает из почвы. Причина такого изменения запасов

нитратов под культурой объясняется энергичным потреблением их растением, особенно в период плодообразования. Полное исчезновение нитратов свидетельствует об азотном голодании растений в этот период и обязывает к принятию специальных мер против этого, во избежание снижения урожая.

Этот недостаток нитратов устраняется, в частности, внесением азотных удобрений. По наблюдениям Н. К. Балябо в Андижанском районе (1938 г.), содержание нитратов под хлопчатником на делянках с разными дозами удобрений менялось следующим

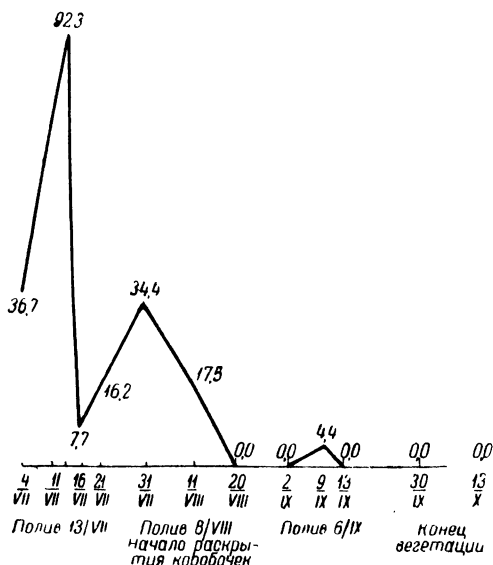


Рис. 82. Динамика нитратов на делянке хлопчатника (в миллиграммах NO_3 на 1 кг сухой почвы) в горизонте 0—7 см.

1938 гг., считает, что «если в период бутонизации содержание подвижного азота в почве равно примерно 50—70 кг/га, то без дополнительного внесения удобрений в период цветения наблюдается азотное голодание, и урожай бывает сравнительно низким (20—25 ц) даже при высокой агротехнике». Запас азота 100 кг/га обеспечивает урожай до 40—50 ц/га (а при соответствующей агротехнике, вероятно, и выше).

Вторая особенность динамики процесса нитрификации заключается в следующем. Как видно из рисунка 81 (нижняя кривая), в моменты полива почва находится в состоянии избыточного увлажнения. На кривой нитрификации этим моментам соответствует резкое падение процесса.

Причина этого явления заключается в двух обстоятельствах: во-первых, поливная вода выщелачивает нитраты в глубокие

образом (рис. 83): на контроле без удобрения содержание нитратов в активном слое 5—40 см в течение вегетации вообще низкое, в августе оно опускается до нуля и не восстанавливается в течение всего сентября. На удобренной делянке содержание нитратов во время вегетации значительно выше, но в конце августа все же имеет место почти нулевой минимум, в дальнейшем, по-видимому, быстро исчезающий. При двойной норме удобрения августовский минимум совершенно ликвидируется, и культура, следовательно, голодания не испытывает.

Н. К. Балябо, на основании работ андижанской бригады ВИУАА в 1936—

горизонты. Этот процесс наглядно представлен на рисунке 32 (стр. 111). Полив проведен по норме 1200 м³/га по мелким бороздам. На второй день после полива нитраты оказались уже на глубине 40—100 см, но на пятый день они вновь поднялись капиллярно

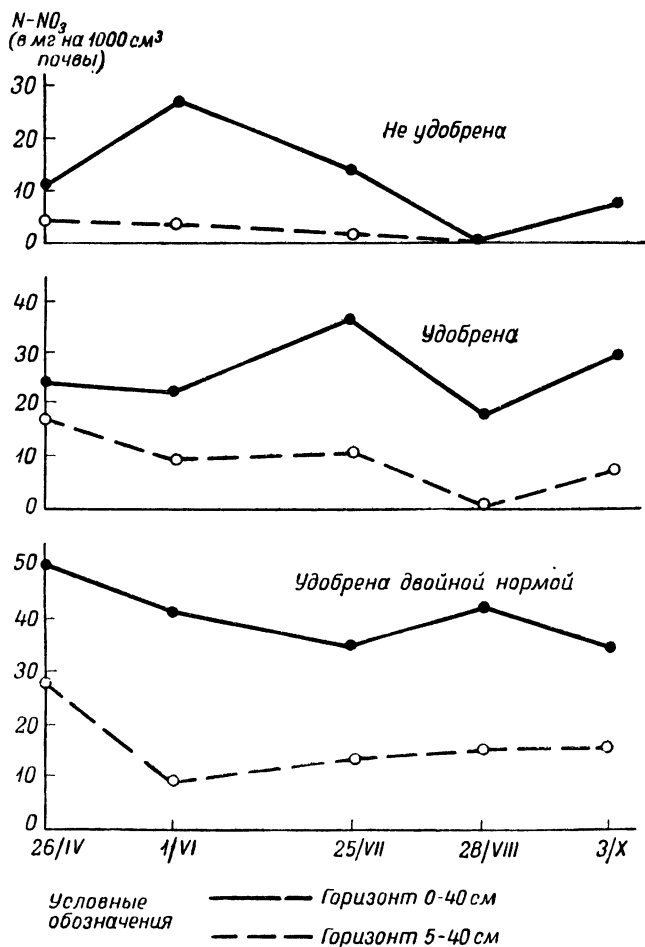


Рис. 83. Динамика нитратов (в миллиграммах NO_3 на 1000 см³ почвы) для горизонта 0—40 см и активного горизонта 5—40 см при разных дозах удобрений.

к поверхности. Следовательно, это — динамика чисто физического порядка. Однако в других случаях, особенно при поливе затоплением, наблюдается абсолютная потеря азота в первые моменты после полива.

Причина отрицательного действия поливов затоплением заключается в том, что при этом в значительной мере разрушается

(расплывается) структура почвы, все поры ее оказываются заполненными водой, аэрация отсутствует и развиваются восстановительные процессы вообще и в частности денитрификация.

М. М. Кононова (Ак-Кавак) для выяснения судьбы нитратов при разных способах и степенях увлажнения почвы поставила лабораторные опыты в трубах и получила следующие результаты (табл. 103).

Т а б л и ц а 103

Влияние способа увлажнения на изменение содержания минерального азота в почве. Длительность опыта — 12 дней

Характер увлажнения и влажность почвы	Содержание азота (в мг на 1 кг сухой почвы)						Потери минераль- ного азота
	до опыта		после опыта		изменение		
	N—NO ₃	N—NH ₃	N—NO ₃	N—NH ₃	N—NO ₃	N—NH ₃	
Капиллярное 32%	58,08	2,07	55,24	2,46	—2,84	+0,39	2,45
Некапиллярное 90%	58,08	2,07	нет	22,47	—58,08	+20,40	37,64

Мы видим, что при избыточном увлажнении нитраты быстро исчезают, превращаясь частично в аммиак, а в большей части в газообразный азот, и, следовательно, теряются безвозвратно (последнее доказано специальными экспериментами). Таким образом, здесь имеет место типичный случай денитрификации.

Наличие общих восстановительных условий в почве при избыточном увлажнении показано М. М. Кононовой путем изучения так называемого окислительно-восстановительного потенциала, т. е. потенциала в вольтах, который получает платиновая пластинка при погружении в исследуемый раствор. Чем выше окислительно-восстановительный потенциал Eh , тем больше окислительное и меньше восстановительное напряжение среды, и наоборот.

В одном из опытов в трубах получены следующие результаты (табл. 104).

Т а б л и ц а 104

Значение Eh и количество азота при различных способах увлажнения

Характер увлажнения	Значение Eh (в вольтах)						Количество N—NO ₃ и N—NH ₃			
	до опыта	через 6 час.	через сутки	через 2 суток	через 3 суток	через 4 суток	до опыта		после опыта	
							N—NO ₃	N—NH ₃	N—NO ₃	N—NH ₃
Некапиллярное	0,667	0,557	0,557	0,264	0,179	0,129	45,2	Следы	Нет	16,7
Капиллярное	0,585	0,595	0,602	0,607	0,607	0,607	45,2	»	42,9	Следы

Мы видим, что при избыточном увлажнении Eh стремительно падает с 0,667 до 0,129 на четвертые сутки, и нитраты при этом полностью исчезают. При капиллярном увлажнении Eh и количество нитратов остаются неизменными. Аналогичные измерения сделаны непосредственно в поле на пару, орошаемом затоплением, и на хлопчатнике, орошаемом по бороздам. Результат получился аналогичный, как это показано на рисунках 84 и 85. Здесь видно, что после затопления в течение трех суток имеет место резкое понижение Eh .

При поливе по бороздам это понижение наблюдается только по дну борозды лишь на глубину 2 см, тогда как на гребне потенциал остается неизменным.

Сравнительный ход нитрификации при бороздковом поливе и затоплении изучен Ф. Ю. Гельцер на Ак-Каваке. Данные, полученные ею в течение 1929 и 1930 гг., представлены на рисунке 86, из которого видно, что кривая нитрификации при поливе инфильтрацией идет все время выше, чем при поливе затоплением. При бороздковом поливе процесс нитрификации в самой борозде, по которой идет вода, и в гребне, который увлажняется лишь капиллярно, протекает также различно, а именно: в борозде, так же как и при затоплении, — на низком уровне, а в гребне — на более высоком. Это показано на рисунке 87.

Общая схема процесса в течение сезона показана на рисунке 88. Итак, можно констатировать, что эффект нитрификации существенно различен при разных способах полива: при затоплении он значительно ниже, чем при поливе по бороздам. Наблюдения показывают, что иногда при затоплении нитрификация за сезон оказывается даже более низкой, чем на неорошаемом поле (но, понятно, при достаточном атмосферном увлажнении).

Причина лежит здесь в значительных потерях азота в процессе денитрификации. При бороздковом поливе эти отрицательные явления наблюдаются иногда лишь при чрезмерно больших оросительных нормах, достигающих 1600 м³/га.

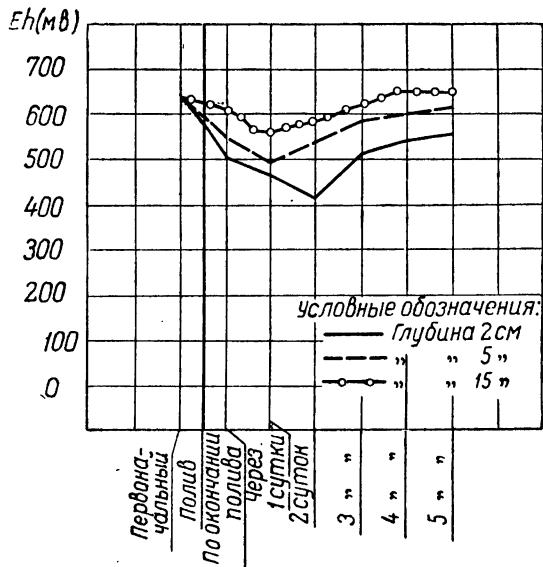


Рис. 84. Изменение окислительно-восстановительного потенциала Eh при поливе затоплением.

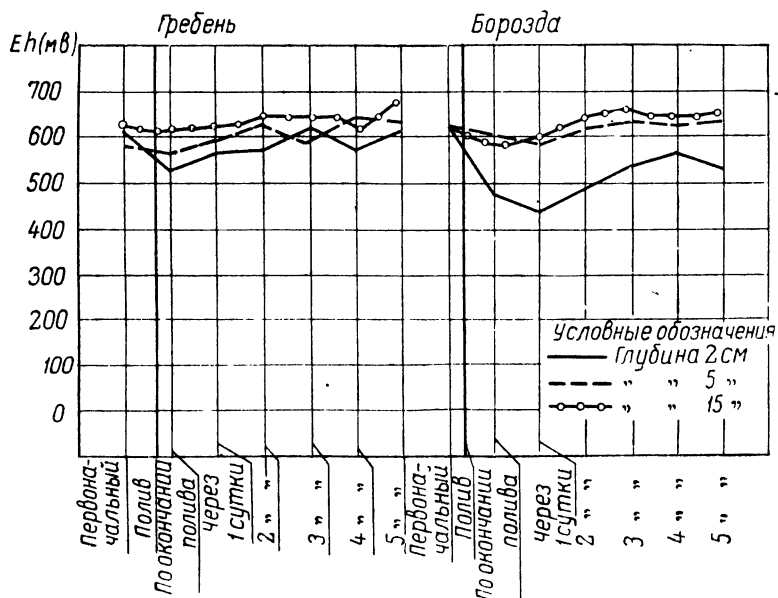


Рис. 85. Изменение окислительно-восстановительного потенциала Eh при поливе по бороздам (хлопчатник).

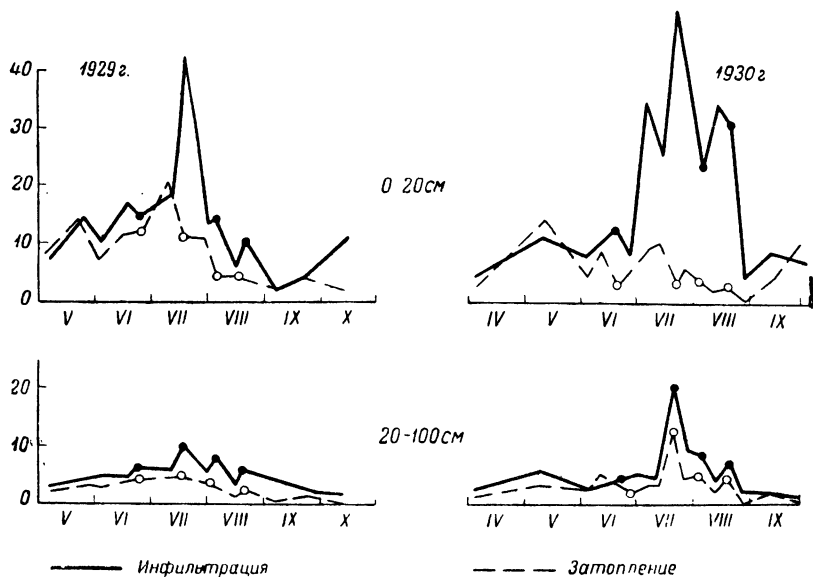


Рис. 86. Нитрификация (в миллиграммах на 1 кг) при поливе затоплением и по бороздам.

Резюмируя все сказанное о нитрификации в условиях орошения, следует констатировать, что соответственно подобранной системой орошения мы можем регулировать этот процесс в широ-

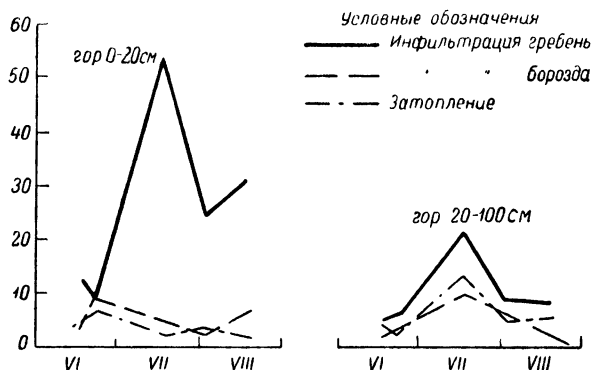


Рис. 87. Нитрификация (в миллиграммах на 1 кг) на гребне, в борозде и при затоплении.

ких пределах и тем воздействовать на урожайность сельскохозяйственных культур.

В настоящее время известны три группы микроорганизмов, связывающих атмосферный азот, это: *Bac. radiculicola* — клубень-

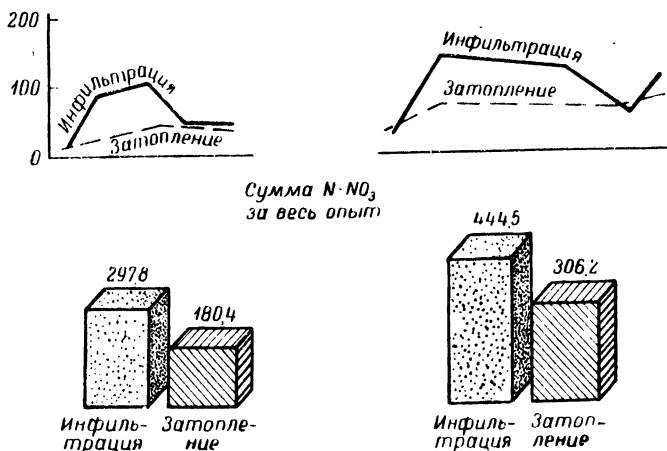


Рис. 88. Диаграмма процесса нитрификации при затоплении и инфильтрации. Динамика нитратного азота в миллиграммах на 1 кг почвы (Гельцер).

ковые бактерии, живущие в клубеньках на корнях различных бобовых растений, и две группы бактерий, свободноживущих в почве: аэробные — *Azotobacter* и анаэробные — *Clostridium Pasteurianum*.

Посевы бобовых (клевера, люцерны, эспарцета и др.) как метод обогащения почвы азотом основывается именно на использовании работы клубеньковых бактерий.

Значение для растений жизнедеятельности *Azotobacter* и *Clostridium Pasteurianum* было окончательно доказано классическим опытом Трюфо и Бессонова. Они посеяли кукурузу в песок, снабженный всеми элементами пищи растений, за исключением азота, причем в одном случае песок был стерилен, а в другом искусственно заражен *Azotobacter* и *Clostridium Pasteurianum*. Учет количества азота в выросших растениях показал следующее:

стерильная культура	16,2—20,9 мг
зараженная » 	170,1—394,8 »

Во втором случае все дополнительное количество азота могло поступить в растение только за счет жизнедеятельности бактерий-азотособираателей.

Очень подробному изучению с этой точки зрения были подвергнуты почвы Крымских табачных плантаций (П. А. Костычев). Здесь десятилетиями бесменно выращивался табак без удобрения, и никакого азотного голодания не обнаруживалось. При определении содержания азота на плантациях разного возраста и в разные годы получены следующие результаты (табл. 105).

Т а б л и ц а 105

Содержание азота под культурой табака

Число лет культуры	Граммов азота на 1 кг почвы		
	1924 г.	1925 г.	1926 г.
40 лет	2,348	2,758	2,760
2 года	1,096	1,204	1,120
1 год	1,228	1,686	—

Из приведенных цифр видно, что старая плантация оказывается значительно богаче азотом, а по годам идет не уменьшение, а накопление этого элемента в почве.

Единственным источником такого обогащения может быть работа азотособирающих бактерий. И действительно, исследование почв показало чрезвычайное богатство их обоими видами азотособираателей.

Определение энергии жизнедеятельности бактерий на кремневых пластинках показало, что они могут мобилизовать за 10 дней значительные количества азота, а именно: на почве целины 1,7—3,4 мг и на орошаемой почве 8,6—9,1 мг на 1 г почвы.

Мы видим, что на орошаемой почве процесс протекает значительно более активно, чем на целине. При этом оказалось, что при орошении посменно и с равной энергией работают то *Azotobacter* при хорошей аэрации, то *Clostridium* при затрудненной аэрации.

Усвоение азота на кремневой пластинке с маннитом, по Виноградскому, может достигнуть 20 мг на 1 г почвы за 10 дней. Если бы в природе когда-либо могла осуществиться такая интенсивность процесса, то 1 га почвы (слой толщиной в 10 см) получил бы за 10 дней 24 т азота. Наши почвы превратились бы тогда в злостные азотнокислые солончаки, борьба с которыми обычными методами стала совершенно непосильной.

В действительности же, как общее правило, жизнедеятельность азотособирателей оказывается настолько слабой, что наши почвы всегда имеют в первую очередь в минимуме азот. Причина этого заключается, с одной стороны, в некоторых физиологических особенностях азотособирателей, а с другой стороны — в неумении создать для работы бактерий подходящую обстановку.

Характерной физиологической чертой азотособирателей является то, что они очень чувствительны к кислой реакции среды и не развиваются при рН менее 5,8. Соответственно этому, как правило, азотособирателей совсем нет в наших северных целинных землях. Вместе с тем эти бактерии требуют для своего развития извести. Поэтому, например, Христензен считает, что реакция на *Azotobacter* является хорошим показателем потребности почвы в известковании.

В южных почвах азотособиратели развиты широко. Благоприятными предпосылками для этого являются насыщенность почв кальцием и значительная солеустойчивость бактерий. Последняя может быть характеризована следующими предельными концентрациями солей (в процентах).

Виды микроорганизмов	NaCl	Na ₂ SO ₄	Na ₂ CO ₃
Азотособиратели	0,5—0,6	1,25	0,4—0,5
Нитратные бактерии . .	0,01	0,35	0,025

Мы видим, что азотособиратели гораздо более солевыносливы, чем бактерии нитрификации. Особенно обращает на себя внимание терпимость их к соде. Вероятно, в связи с этим стоит чрезвычайно оригинальное распределение *Azotobacter*'а в солонцовых комплексах и в толще солонцов (Б. А. Келлер). Так, в солонцовом комплексе черноземной зоны было отмечено следующее распространение бактерий.

Столбчатый солонец, горизонт 1—4 см	Корковый солонец, горизонт 0—1 см	Подзоловидная почва, горизонт 3—13 см	Нормальный чернозем
720 000	2 978 300	115 000	75 000

Следовательно, максимум числа бактерий приходится на наиболее злостный корковый солонец.

Распределение азотособирателей по глубинам глубоколбчатого солонца было установлено следующее.

0—4 см	13 см	50—85 см	105—115 см
Нет	Порядочно	Много	Есть

Бактерии оказались проникшими чрезвычайно глубоко в почву, и максимум их сосредоточен в сильно щелочном горизонте.

Еще одна физиологическая черта *Azotobacter*'а является чрезвычайно важной практически — это крайняя устойчивость его к высушиванию. Омелянский показал, что культура, хранившаяся у него в течение 10 лет в сухом виде, дала хороший рост при перенесении в питательную среду. Во второй генерации активность этой культуры была почти такой же, как у культуры, не подвергавшейся высушиванию. Это свойство представляется особенно важным для южных и, в частности, орошаемых районов; здесь часто летом почва пересыхает до такой степени, что многие микроорганизмы гибнут, тогда как *Azotobacter*, следовательно, будет сохраняться и возобновлять свою полезную деятельность.

Некоторому исследованию вопрос об азотособирателях подвергнут в Средней Азии. Оказалось, что в целинных сероземах *Azotobacter*'а нет, не развивается он и при обработке почвы без орошения. В противоположность этому, на орошаемых полях *Azotobacter* обилен. Иллюстрацией этому служат следующие данные, полученные в Пахта-Арале (Голодная степь, М. М. Кононова, табл. 106).

Т а б л и ц а 106

Наличие азотобактера в сероземах и фиксирование им азота

Участки, на которых проводились наблюдения	Усвоено N (в мг на 1 кг почвы)					
	1927 г.			1928 г.		
	25/VII	25/VIII	10/X	4/V	7/VI	22/X
Целина неорошаемая:						
в слое 0—3 см . . .	Рост азотобактера отсутствует					
» » 3—20 » . . .	То же					
Целина орошаемая:						
в слое 0—3 см . . .	3,5	2,0	0,2	2,2	3,8	3,8
» » 3—20 » . . .	Рост азотобактера отсутствует					
Пар неорошаемый . . .	То же					
Пар орошаемый	4,1	3,2	1,1—2,2	1,9	3,3	4,0
Люцерна	—	—	1,7—1,5	2,0	—	—
Кукуруза	—	—	1,4—2,3	2,2	—	—
Хлопчатник по целине						
с 1926 г.	3,0	1,7	1,0—3,4	1,5	3,3	4,0
» 1926 »	4,6	6,3	5,8—5,9	—	—	6,3
» 1924 »	4,3	6,6	6,0—6,2	6,1	6,3	6,8

Таблица наглядно показывает следующее: 1) азотобактер начинает развиваться в почве с первого же года орошения. Заносится он сюда оросительной водой; 2) энергия его работы возрастает в первые годы культуры, что видно из сравнения цифр по хлопчатнику за 1924, 1926 и 1927 гг.

Любопытно, что глубина проникновения азотобактера в толщу почвы тесно связана с длительностью орошения (М. М. Кононова). Это наглядно показано на рисунке 89, где цифры слева характеризуют глубины, на которых обнаружен азотобактер, а цифры справа — величины связывания азота в миллиграммах. В условиях Бухары исключительно глубокое распространение азотобактера определяется тем, что сами почвы представляют здесь ирригационные наносы, отложившиеся в результате векового орошения. Парадоксальным является то обстоятельство, что и на глубине более 1,5 м бактерии сохраняют ту же активность, что и в верхних слоях почвы.

Резюмируя все изложенное выше об азотособирателях, можно с уверенностью считать, что при правильном использовании этой природной силы наши поля, в частности хлопковые, не испытывали бы того азотного дефицита, который наблюдается теперь. Изучение вопроса об учете и регулировании деятельности азотособирателей должно явиться важной задачей в работе наших исследовательских учреждений *.

ЧАСТИЧНАЯ СТЕРИЛИЗАЦИЯ ПОЧВ

Эффект частичной стерилизации почв известен уже более 40 лет. Достигается стерилизация различными приемами: применением

* В настоящее время промышленностью выпускаются разнообразные бактериальные удобрения: нитрагин, азотобактерин, фосфобактерин, которые широко применяются на полях колхозов и совхозов. — Ред.

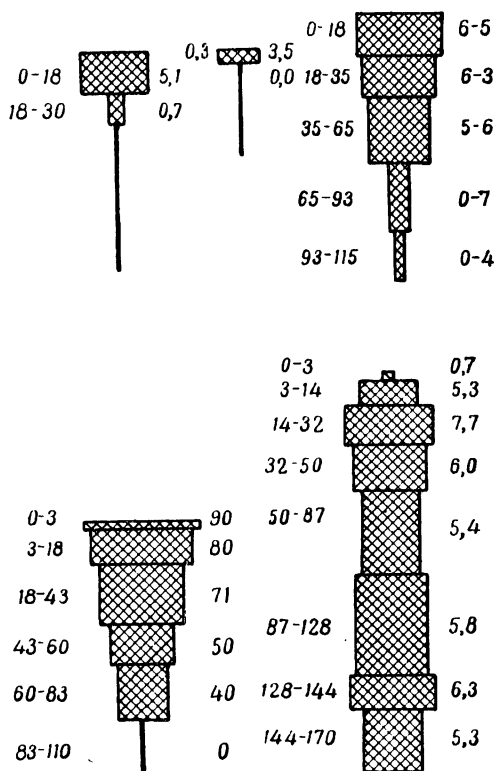


Рис. 89. Количество азотобактерий по горизонтам почвы в разных условиях орошения.

антисептиков, просушиванием почвы и др. Во всех этих случаях наблюдается обычно значительное, а часто и совершенно исключительное повышение урожая.

Простейшим приемом частичной стерилизации является высушивание. А. Н. Лебединцев многочисленными опытами в вегетационных сосудах установил, что деградированные черноземы дают в среднем повышение урожайности после высушивания на воздухе на 45% против контроля, причем в 12—14% случаев наблюдений это увеличение достигало 123%.

В опытах Б. Д. Оношко с торфом были получены следующие результаты.

Подготовка торфа .	Общий вес урожая (в %)
Свежий, неаэрированный и непросушенный торф	100
Аэрированный (20 дней), но непросушенный (поливка) торф	241
Аэрированный (20 дней), просушенный на воздухе при обыкновенной температуре до 32,8% влажности торф	662
То же, но высушенный до 13,8% влажности	759

Полученные прибавки урожая должны быть оценены как совершенно исключительные по своей величине.

Замечено, что чем чаще почва подвергается увлажнению, тем больше она реагирует на высушивание. Соответственно этому можно предполагать, что орошаемые почвы должны хорошо отзываться на этот прием. Некоторые имеющиеся наблюдения подтверждают это. Так, Ф. Ю. Гельцер (Ак-Кавак) наблюдала, что в местных сероземах после высушивания повышается количество воднорастворимого гумуса и CO_2 . М. М. Кононова (там же) установила значительное повышение после высушивания нитрификации, что видно из рисунка 90. Все это должно сказаться на повышении урожая.

Причины действия частичной стерилизации вообще многообразны и сложны, но главным образом они заключаются в изменении биологических качеств почвы. Так, установлено, что после высушивания общее количество микроорганизмов в почве сильно понижается, но вскоре некоторые виды их начинают развиваться особенно усиленно. К таким видам принадлежат, в частности, нитрификаторы и, повидимому, азотособиратели.

В почве, кроме микробов, обитает громадное количество простейших организмов (Protozoa). Роль их обычно отрицательная, так как они пожирают бактерий и, следовательно, тормозят развитие полезных микробиологических процессов. Простейшие

организмы, вообще говоря, очень неустойчивы и массами погибают при высушивании. Некоторые исследователи приписывают этому обстоятельству существенную роль в положительном эффекте частичной стерилизации вообще и высушивания в частности.

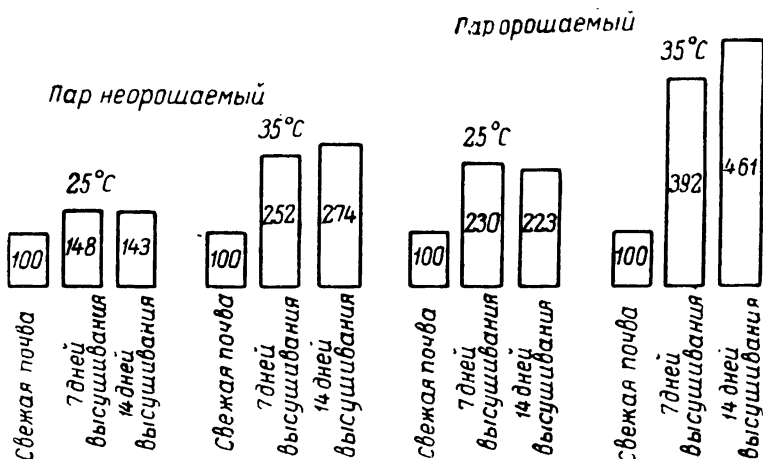


Рис 90. Влияние высушивания на нитрификационную способность почвы (в миллиграммах NO₃ на 1 кг почвы).

Исследование развития простейших организмов в почвах Средней Азии показывает, что при орошении количество их очень сильно возрастает, как это видно из следующего примера по Пахта-Аралу (Л. П. Беляева, табл. 107).

Т а б л и ц а 107

Количество Protozoa в почвах Пахта-Арала

Участки	Общее количество протозоа на 1 г почвы	
	7/X 1927 г.	12/X 1928 г.
Неорошаемая целина, слой 0—3 см.	22 000	92 750
Целина орошаемая, слой 0—3 см. .	131 000	237 600
Хлопчатник с 1927 г. по целине . .	22 000	190 900
» » 1926 » » » . .	230 000	232 500
» » 1924 » » » . .	241 000	243 300

Весьма интересна динамика количества простейших организмов в почве в связи с поливами. Она иллюстрируется данными таблицы 108 (Л. П. Беляева).

В качестве общей закономерности отмечается, что количество протозоа перед поливом, в сухой почве, незначительно, на 3—4-й день после полива оно максимально и далее опять понижается. Нельзя не отметить, что с моментом наличия максимума протозоа

Динамика количества простейших организмов

Protozoa	16/VI	20/VI	30/VI	17/VII	18/VII
	до полива	4 дня после полива	14 дней после полива	до полива	1-й день после полива
	Влажность				
	9,5	14,8	11,4	7,2	28,7
Flagellata . . .	61 050	14 000	55 000	65 050	10 500
Rhizopoda . . .	5 500	100 000	55 000	10 000	5 050

часто совпадает момент минимума нитратов после полива. Возможно, что эти два явления связаны между собою причинно.

Исследование распространения Protozoa по глубине почвенного профиля показало, что здесь, так же как и для азотобактера, имеется некоторая связь с длительностью периода орошения почвы. Это иллюстрируется следующими графиками (рис. 91), справа около которых проставлено число простейших на 1 г почвы.

Мы видим, что если на целине Пахта-Арала Protozoa не встречается глубже 38 см, то на почвах древнего орошения Бухары они проникают на глубину 170 см от поверхности.

Если согласиться с утверждением многих исследователей, что обильное развитие Protozoa является отрицательным фактором, то нужно будет признать, что орошение, форсируя развитие этих организмов, неизбежно приводит к некоторым вредным последствиям; учитывая же большую неустойчивость простейших, возникает возможность сравнительно легкой борьбы с ними, путем частичной стерилизации методом высушивания.

Возможности применения этого метода представляются чрезвычайно благоприятными в условиях наших хлопководческих районов, где летом почти не выпадает дождей, а температуры очень высоки. Исследования показывают, что наилучший эффект достигается обычно высушиванием при температурах около 60—80°. Для иллюстрации можно привести следующие данные вегетационного опыта Лебедянцева (табл. 109).

Т а б л и ц а 109

Влияние прогревания почвы на урожай (в относительных цифрах)

Рид продукции	Обычная температура		Прогревание при температуре (в град.)						
	почва сырая	почва высушенная	35	45	55	65	75	85	95
Общий вес . . .	100	117	93	121	135	158	142	150	180
Зерно	100	107	86	115	126	147	119	128	161

в почве в связи с поливами (на 1 г почвы)

21/VII	1/VIII	17/VIII	18/VIII	21/VIII	1/IX
4 дня после полива	14 дней после полива	до полива	1-й день после полива	4 дня после полива	14 дней после полива
почвы (в %)					
16,4	10,8	9,5	33,0	17,7	12,2
6 050 105 500	10 000 5 000	111 500 5 100	115 000 101 000	55 000 60 000	10 100 600

В условиях наших хлопководческих районов поверхность почвы часто нагревается до температур 60—70°, так что стерилизация может осуществляться естественным путем, если почва к тому подготовлена соответствующим образом. В практике земледелия коренного населения Средней Азии имеется один прием, высоко им ценимый, который, возможно, имеет связь именно с этим явлением, — это так называемый «глыбистый пар». Стоит он в том, что сухое поле после уборки весенней культуры (например, ячменя) пахут возможно глубже. При этом поверхность поля приобретает резко выраженный глыбистый характер.

В таком виде поле остается в течение жаркого периода лета, а перед посевом его поливают и разделявают, как обычно.

Сами земледельцы рассматривают этот прием главным образом как метод борьбы с сорняками, но по существу в нем, несомненно, осуществляется и частичная микробиологическая стерилизация.

Аналогичным образом могут быть объяснены и результаты сравнительного изучения некоторыми опытными учреждениями «сухого» и «мокрого» (орошаемого) пара. Первый дает в большинстве случаев лучший эффект.

Таким образом, можно считать, что уже в настоящее время имеется ряд практических показателей, говорящих за применимость и эффективность высушивания почвы в условиях поливного земледелия.

Необходимо лишь более широкое и систематическое изучение этого вопроса в различных местных условиях. Тогда возможно, что элементами действительно рациональной системы земледелия на орошаемых землях явятся два крайних — противоположных — приема воздействия на почву, а именно — орошение, с одной стороны, и возможно сильное периодическое высушивание — с другой.

Частичная стерилизация имеет во многих случаях крупное значение как метод дезинсекции (уничтожения вредных насеко-

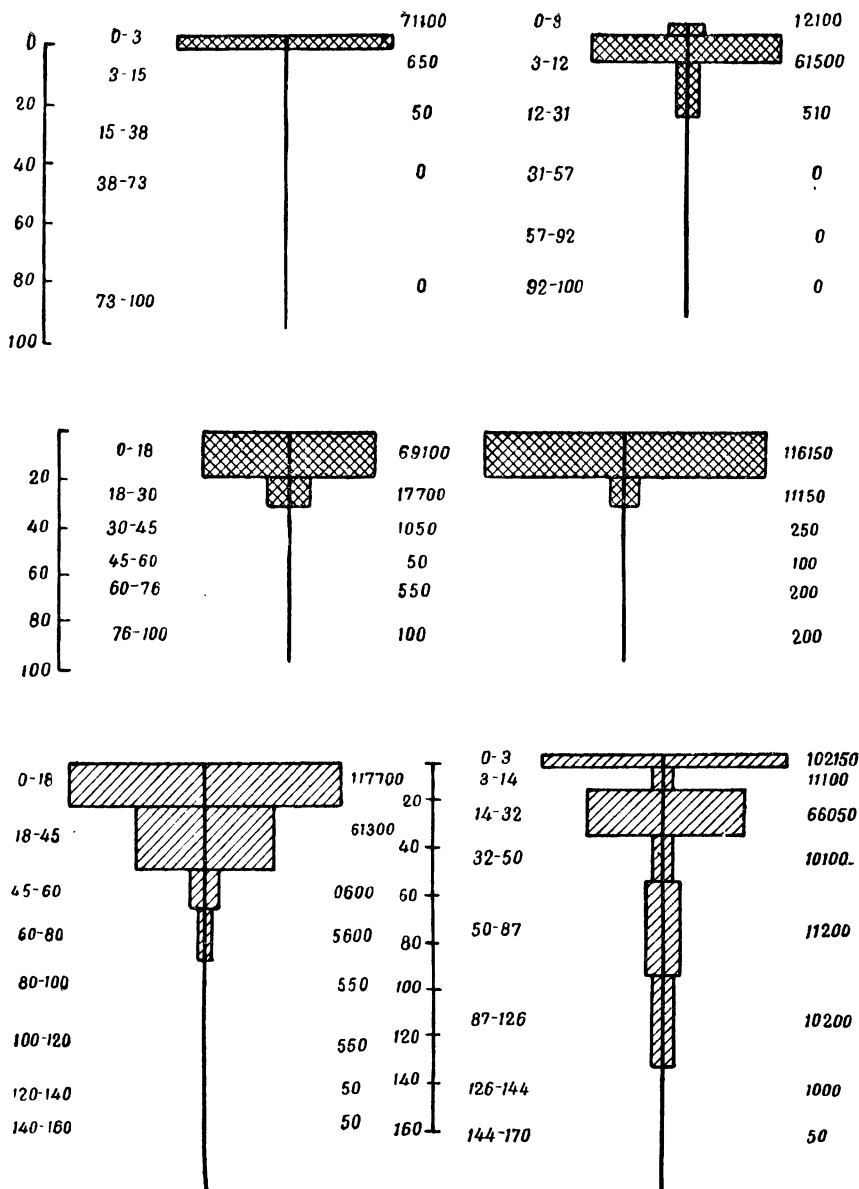


Рис. 91. Количество протозоа по горизонтам почвы.

мых и личинок) и метод борьбы с сорняками. Из химических веществ для частичной стерилизации, повидимому, наиболее перспективными будут хлорпикрин и хлор.

МЕЛИОРАТИВНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЕННЫХ ЗОН И ОТДЕЛЬНЫХ МЕЛИОРАТИВНЫХ ОБЪЕКТОВ

ГЛАВА V

ТИПЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

Каждая почва в ее естественном залегании представляет результат совокупной деятельности пяти основных факторов почвообразования: климата, растительного и животного мира, свойств материнской породы, рельефа и возраста страны *.

Климат определяет общее направление выветривания пород, типы растительного и животного мира и характер перераспределения продуктов выветривания и гумусообразования.

Растительный и животный мир определяют количество и качество поступающей в почву органической массы, вместе с тем тип растительной формации может существенно влиять и на климатические условия.

Физические и химические свойства материнской породы (например, песчаная или глинистая, карбонатная или бескарбонатная) прямо видоизменяют темпы, а иногда и направление почвообразовательных процессов.

Различные элементы рельефа (например, водораздельное плато и шлейф склона) имеют различный микроклимат, различную растительность и, следовательно, различные условия почвообразования.

Каждому **возрасту страны**, или периоду времени, в течение которого развивается почва, соответствует своя фаза, или стадия почвообразования, с присущими ей специфическими чертами. Различные комбинации факторов почвообразования приводят к формированию громадного разнообразия почв в природе. Кроме того, каждый вид почвы не представляет собой неизменного образования: почва есть система динамическая, непрерывно меняющаяся как под влиянием физико-географических условий, так и деятельности человека, являющейся шестым мощным фактором

* Ведущая роль в образовании почвы принадлежит биологическому фактору — растительности. — *Ред.*

почвообразования. Это еще более увеличивает фактическое разнообразие почв.

Познание всего этого разнообразия почв становится практически невозможным, если мы не отметим в нем основных характеристик или линий развития, которые позволили бы объединить отдельные мелкие единицы в классификационные группы.

Классификация почв представляет собой задачу сложную и не вполне решенную до настоящего времени. Обычно при классификации применяют два принципа: первый заключается в том, что берется какой-либо один характерный показатель, на основании которого почвы и разбиваются на группы. В качестве классификационных исторически брались различные показатели, а именно: растениеводческий (почвы пшеничные, овсяные, картофельные и т. д., т. е. почвы, специфически пригодные для этих культур), признак механического состава (глины, суглинки, пески и т. д.), химический состав (гипсовые почвы, известковые, силикатные и т. д.), характер почвообразующей породы и т. д.

Однако нужно признать, что создать общую классификацию почв на основе таких отдельных признаков нельзя. Так, глинистая почва Ленинграда не может быть объединена с глинистой почвой Северного Кавказа или какого-либо другого района. Точно так же любой химический признак, важный сам по себе, будет иметь совершенно различное значение в разных зонах и т. д. Следовательно, все эти отдельные характерные и важные свойства почв могут и должны быть классификационными признаками, но не общими, а лишь частными, внутри более узких, ограниченных групп почв.

Основное общее подразделение почв на группы производится в настоящее время на основе условий возникновения и развития, условий происхождения почв. Классификации, построенные по этому признаку, носят общее название *генетических* классификаций.

Значение генетического принципа классификации заключается в том, что он утверждает наличие (при каждой данной комбинации основных факторов почвообразования) единства основного направления почвообразования и основных свойств почвы при любом разнообразии частных признаков. Так, например, подзолистые почвы могут быть крайне разнообразными по механическому составу, количеству гумуса и другим признакам, но все они объединены определенным сочетанием факторов почвообразования, которое приводит к господству выщелачивания верхних горизонтов почвы в кислой среде. То же единство имеет место и в других основных генетических типах почв.

Докучаевым и Сибирцевым, а также позднейшими исследователями был дан ряд конкретных классификаций, построенных по генетическому типу. Последние десятилетия внесли в общий генетический принцип существенное обогащение, так как удалось в ряде случаев ближе уяснить самое существо процесса почвооб-

разования, осуществляющегося при тех или иных главнейших комбинациях условий почвообразования.

Особенно существенный вклад в это дело внес К. К. Гедройц, установивший связь типов почвообразования с характером поглощенных катионов почвы. Главнейшие формы процессов почвообразования называли *типами почвообразования* и именно их положили в основу классификации.

В настоящее время различают пять основных типов почвообразования, а именно: 1) подзолистый, 2) болотный тип с подтипом солончаковым, 3) степной, 4) солонцовый и 5) латеритный.

К. Д. Глинка так описывает их распространение на земной поверхности:

«Каждый из этих типов имеет свою область распространения, свою зону, но может встречаться отдельными пятнами и островами в других зонах.

Почвенные зоны закономерно сменяют друг друга от экватора к полюсам, не образуя, однако, сплошных полос, опоясывающих земной шар. Этого не может быть потому, что любая полоса земной поверхности, лежащая в одной и той же географической широте, изменяет свой климат, переходя от внутренних частей материка к берегам морей и океанов. Кроме того, горные кряжи и высокие плоскогорья, находящиеся в какой-либо климатической зоне, меняют климат не только в пределах самих возвышенностей, но и на прилегающих равнинах, как это можно наблюдать к северу от Крымской Яйлы, в Предкавказье и к западу от горной системы Алтая.

Таким образом, большинство почвенных зон дают ленты неодинаковой ширины в различных частях зоны, причем местами эти ленты прерываются, распадаются на отдельные островки, полоски, а иногда обрываются совершенно, не захватывая, например, приморских частей материка. Все эти кажущиеся неправильности на самом деле вполне закономерны и всегда могут быть объяснены.

Почвенные зоны, сменяющие друг друга в направлении от экватора к полюсам, называются *горизонтальными* зонами. Кроме них, существуют еще вертикальные зоны. Под последними понимаются те закономерные смены почв, которые наблюдаются в горных странах, начиная от предгорий до вершин горных кряжей. Эти смены обуславливаются теми постепенными изменениями климата, которые наблюдаются в горных странах по мере поднятия в высоту.

Изучая какую-либо почвенную зону, мы убеждаемся прежде всего в том, что один и тот же тип почвообразования в различных местах зоны выражен не вполне одинаково. Такие изменения одного и того же типа почвы наблюдаются как в меридиальном, так и в широтном направлении. Поэтому почвенная зона может быть разбита на *подзоны*, сменяющие друг друга в том же направлении, в каком сменяются и почвенные зоны, а также иногда и на

провинции, устанавливаемые в направлении с запада на восток (для СССР).

В любой почвенной зоне, кроме преобладающего типа почвы, можно встретить и ряд других типов и разностей, так как, кроме общих условий, определяющих почвенный лик страны, всегда имеется и ряд местных условий, которые способны изменить характер почвенного процесса. Такими условиями являются: рельеф местности, характер растительности, свойства материнских пород, а иногда и предшествовавшая история почвообразовательных процессов.

Различные элементы рельефа, даже в пределах одной и той же зоны, получают неодинаковое количество тепла и влаги, что справедливо не только по отношению к крупным элементам рельефа (макрорельефу), но и к мелким, едва уловимым на глаз элементам так называемого *микрорельефа*.

Лес и степь или лес и луг, находящиеся в пределах одной и той же климатической полосы, также получают неодинаковое количество влаги и тепла, а потому и характер растительности оказывает влияние на процесс почвообразования.

Материнская порода может влиять как своим механическим составом, так иногда и химическими свойствами. Породы рыхлые (пески) и плотные (глины), твердые (гранит, базальт) и мягкие не одинаково способны удерживать воду и не одинаково могут нагреваться. Химические свойства породы могут изменять как энергию распада органического вещества почвы, так и подвижность последних.

Прежняя история почвообразования могла оставить в качестве наследства такие почвы, которые совершенно не соответствуют современным условиям почвообразования. Правда, такие почвы начинают в новой обстановке менять свой облик, но не всегда настолько, чтобы дойти до современного состояния почв местной зоны.

Из всего сказанного ясно, что не может быть такой почвенной зоны, которая имела бы даже в небольших своих площадях однородный почвенный покров. Везде он более или менее пестр, но эта пестрота не случайная, а закономерная и потому всегда поддающаяся объяснению.

Иногда пестрота настолько велика, что трудно бывает выделить господствующую почву; при этом нередко смена почвенных типов и разностей происходит быстро, т. е. на очень коротких расстояниях. В таких случаях говорят о *почвенных комплексах*.

Каждой почвенной зоне свойственны свои *интразональные* почвы (Высоцкий, Афанасьев), которые, таким образом, являются также как бы зональными. В этих случаях можно говорить о *зональных комплексах*. При исследованиях в Западной Сибири было отмечено (Хаинский), что иногда по интразональной почве можно судить о том, в какой зоне исследователь находится.

Даже почвы речных долин, когда-то считавшиеся Н. М. Сибицевым *азональными*, на самом деле зональны, причем обычно

границы этих зон располагаются несколько южнее границ почвенных зон плато.

Конечным выводом будет следующее положение: как *география*, т. е. размещение в пространстве почвенных зон, подзон и провинций, так и *топография почв*, т. е. размещение их внутри зон, представляются вполне закономерными.

На основе принципа выделения типов почвообразования и зонального распределения их по поверхности земли возможно составление целого ряда классификационных систем. Мы будем придерживаться схемы, предложенной К. Д. Глинкой и несколько видоизмененной нами в целях более наглядного выявления разновидностей почв, важных в мелиоративном отношении.

И. Подзолистый тип

- 1) Подзолы.
- 2) Дерново-подзолистые почвы (сильно-, средне- и слабоподзолистые).
- 3) Дерновые почвы лесных областей.

II. Болотный тип

Подтип А. Собственно болотные

- 1) Подзолисто-глеевые.
- 2) Торфяно-подзолисто-глеевые.
- 3) Торфяно-глеевые.
- 4) Торфяные (верховые, низинные, переходные).
- 5) Лугово-болотные (илловато-болотные, дерновые заболоченные).

Подтип Б. Солончаковые

- 1) Солончаки.
- 2) Солончаковатые.

III. Степной тип

- 1) Черноземы и их аналоги [выщелоченный, тучный, обыкновенный, южный (бедный), приазовский (предкавказский)].
- 2) Каштановые (темные и светлые) и их аналоги.
- 3) Бурые (темные и светлые).
- 4) Сероземы (темные и светлые).
- 5) Красноцветные субтропических пустынных степей.

IV. Солонцовый тип

- 1) Солонцы.
- 2) Выщелоченные солонцы (солоди).
- 3) Солонцеватые.

V. Латеритный тип

- 1) Типичные латериты.
- 2) Красноземы субтропических широт.
- 3) Красноземы и желтоземы умеренно теплых широт.

Эта классификационная схема отмечает только главнейшие, основные группы почв.

Ниже дается краткая характеристика условий почвообразования и основных черт отдельных почвенных зон. Приближенные площади, занимаемые отдельными почвами в пределах СССР, показаны в таблице 110 *.

Таблица 110

Площадь различных почв в СССР

Наименование почв	Площадь	
	в тыс. км²	в % ко всей площади СССР
Почвы тундры	1 668	7,6
Дерново-подзолистые почвы лесной зоны	6 998	31,4
В том числе торфяно-болотные почвы	1 500	—
Серые лесные почвы лесостепи	716	3,2
Черноземы, выщелоченные лесостепи	474	2,1
Черноземы лугово-степной зоны	1 431	6,5
Каштановые почвы сухой степи	1 207	5,4
В том числе солонцы и солончаки	350	—
Сероземы пустынной степи	1 547	6,9
В том числе солончаки	100	—
Развееваемые пески	562	2,5
Пойменнолуговые почвы	423	1,9
Красноземы	3	—
Горнотундровые почвы	1 455	6,5
Горнолуговые почвы	244	1,1
Горноподзолистые почвы	4 522	20,3
Горные буроземы	101	0,5
Горностепные почвы	407	1,8
Горнопустынные почвы	22	0,1
Воды (окраинные и внутренние)	405	1,8
Льды и вечные снега	93	0,4
Всего	22 298	100,0

ГЛАВА VI

ЗОНЫ ПОДЗОЛИСТОГО И БОЛОТНОГО ТИПОВ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

СЕВЕРНАЯ ПОДЗОЛИСТО-БОЛОТНАЯ ЗОНА

Общая характеристика. Северная подзолисто-болотная зона простирается в Советском Союзе вдоль Ледовитого океана от западной его границы до Тихого океана, распространяясь на юго-западе до 50-й параллели, а на восток от Волги примерно

* Площадь различных почв приведена по данным 1947 г. (акад. Л. И. Прасолов). — *Ред.*

до 55-й параллели. Площадь этой области равна приблизительно 14 600 тыс. км², что составляет более 65% всей территории Советского Союза. Она включает в себя две почвенные зоны:

1) тундровую безлесную, с господством болотных почв и редко почв подзолистых, расположенных преимущественно на песчаных материнских породах, и

2) таежную, с господством подзолистых почв, но одновременно и со значительным участием различного вида заболоченных минеральных почв и типичных торфяных болот.

Подзолисто-болотная зона — это область преимущественного развития осушительных мелиораций; можно считать, что 70—80% всей ее территории (болота и минеральные заболоченные почвы) нуждаются в тех или иных видах осушительных мелиораций. Следует отметить, что при интенсификации сельского хозяйства наряду с осушительными мероприятиями в эту зону начинает энергично внедряться и орошение. Еще в дореволюционное время отдельные хозяйства применяли здесь орошение лугов паводковыми водами. В настоящее время совхозы и колхозы, особенно вокруг Москвы, Ленинграда и других городов, широко применяют орошение огородов и лугов, используя для этого сточные городские воды, а также воду из водоемов. Поливы осуществляются как самотечные, так и с помощью дождевальных установок. Эффективность орошения здесь чрезвычайно высокая.

Условия почвообразования. Климат подзолисто-болотной зоны холодно-умеренный. Количество осадков составляет 300—400 мм в районе г. Архангельска, 500—600 мм в районе Москвы и 700—800 мм в Прибалтике. Везде, однако, количество осадков больше величины испарения, и потому водный баланс территории является положительным.

Подзолисто-болотная зона Советского Союза в основном является областью бывшего оледенения. Начало ледникового периода относится к концу неогена, а центром накопления льдов явилась Скандинавия и частью Тиманский кряж и Северный Урал. Отсюда ледниковый покров распространился на значительную часть Европы.

В Сибири льдом были покрыты северная часть бассейнов рр. Оби и Енисея, Алтай, Саяны и др. В европейской части нашей страны ледник проникал двумя языками на юг примерно до Днепропетровска (р. Днепр) и устья Усть-Медведицы (р. Дон).

После таяния ледников на поверхности земли осталась мощная толща морен, представляющих собой несортированную глинистую массу с валунами. На значительных площадях морена перерабатывалась водными потоками, в результате чего возникли сортированные породы: пески (флювиогляциальные и аллювиальные), безвалунные суглинки и глины (так называемые «покровные» отложения, часто лессовидные) и, наконец, разного рода озерные отложения. Все эти отложения и являются основными материнскими, или почвообразующими, породами данной области.

Основная морена скандинавского оледенения произошла от разрушения главным образом гранитов и песчаников и потому может быть названа силикатной кислой мореной, очень бедной растворимыми солями и известью (CaCO_3). Карбонатные морены встречаются в области лишь отдельными локальными площадями.

Мощность моренных отложений колеблется в широких пределах: от 2—4 и до 20—30 м. В европейской части СССР имело место несколько оледенений: древнейшее, окское, днепровское — максимальное, московское, калининское, осташковское. Поэтому ледниковая свита часто переслаивается отложениями межледниковых эпох.

В качестве примера может служить разрез на р. Оке у г. Чекалина (Яковлев), где имеют место две морены:

- 1) суглинок безвалунный — 2 м;
- 2) морена (глина с валунами) — 3—10 м;
- 3) лесс с костями мамонта и носорога — 8—9 м;
- 4) серо-голубой мергель — 2 м;
- 5) темносерый мергель — 2—3 м;
- 6) листоватый мергель — 1 м;
- 7) землистая серая глина с остатками деревьев — 0,75 м;
- 8) синевато-серая глина с конкрециями — 2 м;
- 9) морена (пески с валунами);
- 10) девонские известняки и мергели.

В качестве общей черты глинистых морен нужно отметить их значительную вязкость и слабую водопроницаемость. Только тогда, когда в составе морены приобретают развитие песчаные линзы и гнезда, водопроницаемость ее может повыситься.

Из неледниковых отложений подзолистой зоны следует отметить на самом севере обширную область Бореальной трансгрессии, сложенную глинами, и Северо-Западную область озерно-морских отложений.

В период отступления ледника в Южную Финляндию и Скандинавию на северном побережье Балтийского моря создан подпор ледниковых талых вод, образовавших обширное холодное пресноводное озеро. Оно обнимало собой все современные большие озера Северо-Западной области — Ильмень, Чудское, Ладожское, Онежское. В качестве осадков этого озера остались тонкослоистые, тяжелые, так называемые *ленточные глины*. В дальнейшем это пресное озеро сменилось последовательно соленым Иольдиевым морем, пресным Анциловым озером, соленым Литориновым морем и, наконец, современным Балтийским. В период этих смен происходили значительные размывы суши и образование террас, а также общее выравнивание рельефа. Этот равнинный рельеф является мощным фактором развития заболачивания.

Поскольку все названные породы Северной ледниковой области откладывались и осушались не одновременно, постольку и почвенный покров ее должен рассматриваться как разновозрастный.

В рельефе ледниковой области можно различать три основные формы, а именно:

1) типичный моренный, холмистый, или мелкоозерный. Этот тип рельефа характерен для отложений основной морены. На повышенных элементах рельефа сток вполне обеспечен, наоборот, межбугровые пространства часто бессточные и являются местом застоя вод и заболачивания;

2) равнинный моренный ландшафт. Он свойствен, по преимуществу, областям развития безвалунных сортированных глин. К этому типу рельефа, ввиду его бессточности, часто приурочивается особенно широкое развитие заболачивания;

3) особую форму представляет собой рельеф песчаных зандровых пространств — мелкобугристых, бессточных, недренированных. Здесь особенно широко развиты болота как низинного, так и верхового типа.

Подзолообразовательный процесс; подзол и его характеристика

Развитие подзолистых почв приурочено к области развития лесной, таежной растительности. Наиболее типичного выражения развитие подзолистых почв достигает под пологом леса. Самый процесс подзолообразования акад. В. Р. Вильямс описывает следующим образом.

Под пологом леса поверхность земли покрыта рыхлым слоем лесной подстилки, состоящей из отмершей хвои, листьев и мелких веток. Лесная подстилка обладает большой влагоемкостью и вместе с тем хорошей водопроницаемостью, что обеспечивает здесь господство нисходящего тока воды, фильтрующегося через толщу грунта. В силу своего химического состава лесная подстилка обладает кислой реакцией, почему здесь развивается грибной тип разложения органического вещества, дающий в результате креновую кислоту. Последняя выщелачивает из верхнего слоя морены основания (кальций, магний, калий) и даже полутораокси (железо, алюминий и марганец).

Кроме того, она разрушает и каолин ($\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), причем алюминий выщелачивается, а пылеватая окись кремния (SiO_2) остается на месте.

Этот процесс выщелачивания оснований и обогащения пылеватой кремнекислотой и есть процесс формирования подзолистого горизонта почвы.

Фильтрующиеся в толщу почвы растворы кальция и полутораоксидов обычно на некоторой глубине выпадают в осадок, цементируют породу и образуют плотный, так называемый ортштейновый (рудяковый) горизонт. В песчаных почвах ортштейн иногда приобретает характер сплошной камнеобразной плиты, а часто он представлен многими тонкими прерывистыми сцементированными прослойками (ортзандами). В глинистых почвах

ортштейн не имеет столь резко очерченного выражения, как в песчаных почвах, и представляет собой вязкий красно-бурый уплотненный горизонт. Широко развиты также ортштейны в виде отдельных конкреций и бобовин, размерами от просяного зерна до крупных горошин и бобов. Ортштейновые горизонты резко снижают водопроницаемость почвы, а иногда делают ее и совершенно водонепроницаемой.

Самый процесс формирования ортштейнового горизонта В. Р. Вильямс объясняет следующим образом. Лесная подстилка благодаря развитию в ней энергичного аэробного микробиологического процесса оказывается биологическим фильтром, препятствующим проникновению кислорода воздуха в глубокие горизонты почвы. В силу этого на некоторой глубине от поверхности почвы устанавливаются анаэробные условия и креновая кислота восстанавливается анаэробными бактериями в кислоту апокреновую. А так как соли апокреновой кислоты нерастворимы в воде, то они и выпадают в осадок, формируя ортштейновый горизонт. Таким образом, с этой точки зрения ортштейновый горизонт является скоплением апокреновых солей кальция, алюминия, железа, марганца. Одновременно этот биологический процесс приводит к концентрации в ортштейнах таких необходимых для растений веществ, как фосфор, калий, азот.

Другими исследователями процесс формирования ортштейна трактуется с физико-химической точки зрения следующим образом. В кислой среде поверхностного горизонта (разнообразные фульвовы кислоты) кальциевые соли просто растворяются, а окиси железа, алюминия и марганца переходят в коллоидное состояние, образуя золи. Одновременно поглощающий комплекс почвы насыщается водородом и, разрушаясь под действием воды, дает коллоидные гидраты полутораокисей и кремнекислоту, которая сразу выпадает в осадок. Все растворы и соли движутся с нисходящим током воды из верхнего горизонта в нижние и здесь задерживаются на некоторой глубине, во-первых, в силу явлений механического поглощения в тонких капиллярах, а главным образом в силу явлений коагуляции.

Возможность передвижения золь полутораокисей и их выпадения экспериментально проверена рядом исследователей (Филатов, Аарнио). Н. П. Ремезов, на основании своих исследований, указывает на значительную роль в подзолообразовании поглощенного аммония, периодически насыщающего коллоидный комплекс почвы под лесом; при этом осуществляется высокая диспергация коллоидов (аналогично солонцовому процессу) и они приобретают способность передвигаться вниз.

Ниже ортштейнового горизонта в подзолах часто залегает так называемый глеевый горизонт, характеризующийся присутствием закисных соединений железа и особенно фосфорнокислой закиси железа $[\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}]$. Внешне он ясно выступает на

разреже почвы в виде голубовато-серого слоя, обычно вязкой консистенции*.

Ниже идет материнская порода, часто также в той или иной степени оглеенная. Итак, профиль типичного подзола складывается из следующих горизонтов:

- горизонт A_1 — лесная подстилка мощностью 3—7 см;
- » A_2 — подзолистый мощностью 5—10 см и более;
- » В — иллювиальный, орштейновый, охватывающий толщу в 30—35 см и более;
- » С — глеевый разнообразной мощности;
- » D — материнская порода.

Процесс подзолообразования заключается, следовательно, в общем резком разрушении и выщелачивании поверхностного горизонта А и в аккумуляции этих выщелачиваемых веществ в слоях нижележащих (горизонт В). Этот тип явлений вполне подтверждается аналитическими данными. Так, исследование состава поглощенных катионов и реакций почвенного раствора отдельных горизонтов сильноподзолистой почвы показывает следующее (табл. 111).

Таблица 111

Состав поглощенных катионов и pH сильноподзолистой почвы на валунном суглинке (А. А. Редс)

Глубина (в см)	Горизонты	Поглощенные основания							pH
		в м.-экв.				в процентах к сумме оснований			
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺	Сумма	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺	
5—10	A ₁	0,32	0,35	18,40	19,07	1,7	1,8	96,5	4,01
20—25	A ₂	0,29	0,35	1,60	2,24	13,0	15,5	71,4	4,96
30—35	A ₂ B	0,71	0,30	2,30	3,31	21,4	9,1	69,5	5,13
40—45	B ₁	3,22	1,90	3,50	8,62	37,4	22,0	40,6	5,15
60—65	B ₂	6,39	3,30	1,90	11,59	55,1	28,5	16,4	5,37
95 --100	C	5,32	2,55	0,50	8,37	63,6	30,4	6,0	6,91

Из таблицы видно, что верхние горизонты почвы насыщены преимущественно водородом и кислы; емкость поглощения горизонта A_2 сильно понижена, т. е. его коллоиды разрушены.

Изменение по горизонтам количеств кремнекислоты и полутораокисей (в процентах) видно из следующих данных.

Горизонты	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
A_2 — подзолистый	78,01	2,05	14,52
В — иллювиальный . . .	67,65	4,78	18,19

* Глееобразование представляет биохимический восстановительный процесс, протекающий в результате жизнедеятельности анаэробных микроорганизмов. — Ред.

Сравнение данных анализа подзолистого горизонта и ортштейна дают следующие цифры (табл. 112).

Т а б л и ц а 112

Содержание некоторых веществ в подзолистом горизонте и ортштейне

Горизонты	Содержание (в %)		
	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Подзол	0,049	1,677	0,546
Ортштейн	0,0338	3,845	0,784

В обоих случаях процесс выщелачивания подзола и обогащения иллювиального горизонта выступает совершенно отчетливо. Этот процесс перемещения веществ вниз захватывает и вообще илистую часть почвы, что хорошо видно из данных механического анализа, приводимых в таблице 113.

Т а б л и ц а 113

Процентное содержание фракций меньше 0,0015 мм в различных горизонтах почвы

	Горизонты и глубины (в см)				
	A ₁ 2—12	A ₂ 20—30	B 45—65	C 65—100	D 125—135
Процент почвенных частиц меньше 0,0015 мм	3,60	3,43	19,47	19,52	13,06

Данные таблицы 113 свидетельствуют о том, что в иллювиальном горизонте количество илистой фракции возрастает в 5—6 раз.

Блестящее экспериментальное подтверждение характера процессов подзолообразования дал В. Р. Вильямс своим многолетним лизиметрическим опытом. Лизиметры были заложены в 1904 г. на валунном суглинке. Один из них находился непрерывно под посадкой молодой ели, а другой под посевом травы. Через 34 года (в 1938 г.) в моренном суглинке были обнаружены следующие изменения: 1) морфологически под елями сформировался подзолистый горизонт, а под травой бурый зернистый горизонт; 2) количество гумуса под елями оказалось равным 0,36%, под травой — 3,54%; 3) емкость поглощения материнской породы 16,8—18,2 м.-экв., горизонта 6—15 см под елями 12,6—13,3 м.-экв. и горизонта 0—10 см под травой 23,9—24,2, т. е. под елями коллоидный комплекс разрушился, а под травой обогатился органическим веществом.

Агрономические свойства подзола определяются прежде всего степенью выщелоченности его верхнего подзолистого горизонта.

Когда подзолообразовательный процесс зашел далеко, подзолистый горизонт превращается практически в бесплодную кварцевую пыль. В иллювиальном горизонте скапливается обычно значительный запас питательных веществ, но он трудно доступен растениям, во-первых, потому, что залегает на значительной глубине, а во-вторых, потому, что окислительные процессы здесь сильно затруднены.

Вторым неблагоприятным обстоятельством является обычная кислая реакция подзолов. Практика показывает, что когда величина рН опускается ниже 4,5—5,5, то высеваемые культуры не дают нормального урожая или даже совсем не развиваются.

Наконец, третьим отрицательным качеством подзолов являются их неблагоприятные физические свойства. Подзолистый горизонт обладает обычно тонкопылеватым механическим составом и совершенно бесструктурен, так как беден коллоидными частицами и гумусом. Иллювиальный ортштейновый горизонт чрезмерно плотен и еще больше затрудняет фильтрацию и аэрацию почвы.

Все перечисленные выше неблагоприятные свойства подзолов делают их малоценным сельскохозяйственным объектом, и продуктивное освоение их требует затраты многолетних специальных усилий. В первую очередь подзолы требуют значительных количеств удобрений как минеральных, так и особенно органических в виде навоза и сидератов (зеленого удобрения). Последние обогащают почву гумусом и способствуют созданию структуры. Для устранения кислой реакции необходимо известкование.

В последние годы сотрудниками СевНИИГиМ (Б. Г. Гейтман и др.) проведены удачные опыты мелиорации подзолов с помощью глубокого рыхления иллювиального горизонта В.

Подзолы залегают обычно на плоских водораздельных пространствах рельефа, занятых лесами, и составляют в общем меньшую часть площади подзолистой зоны. На всех других элементах рельефа, кроме водоразделов, обычно залегают почвы, сформировавшиеся под переменным воздействием двух почвообразовательных процессов: подзолистого и дернового. Соответственно этому такие почвы и носят название *дерново-подзолистых*, или, для краткости, просто «подзолистых» почв.

Дерновый процесс и дерново-подзолистые почвы

Дерновый почвообразовательный процесс протекает не под лесной растительностью, а под травяной луговой. Соответственно иному химическому составу травяных растительных остатков (большая зольность и отсутствие дубильных кислот), разложение их осуществляется под влиянием не грибов, а бактерий. Самый тип разложения в разные периоды года протекает различно: во влажный осенний период он преимущественно анаэробный, летом аэробный. В результате этих бактериальных процессов в по-

верхностном горизонте почвы накапливаются ульминовая и гуминовая кислоты и формируется гумусовый горизонт с ясно выраженной структурой.

Процесс формирования дерново-подзолистого почвы представляется в следующем виде. Под сплошным пологом леса травянистая растительность не развивается в силу недостатка света. В этот период развития леса здесь господствует подзолообразовательный процесс. Однако по мере естественного старения лес изреживается, осветляется, и тогда здесь поселяется травянистая растительность.

В. Р. Вильямс намечает следующие фазы развития травяных формаций: сначала поселяются корневищевые злаки (вейник, костер, зубровка и др.), использующие своей мелкой корневой системой главным образом аэробную среду лесной подстилки. По мере накопления органического вещества и связывания им доступных минеральных форм питательных веществ (азот, фосфор, калий и др.) корневищевые злаки вытесняются группой так называемых рыхлокустовых злаков (полевица, тимopheевка и др.), обладающих глубокой корневой системой. С помощью последней эта растительная формация использует большую толщу почвы и, в частности, питательные запасы орштейнового горизонта. В эту стадию развития гумусовый горизонт может достигнуть значительного развития и приобрести зернистую структуру.

В последующую стадию развития, в связи с угнетением аэробных процессов и уменьшением количества доступных форм азота и фосфора, рыхлокустовые злаки сменяются плотнокустовыми (щучка — *Deschampsia caespitosa*, белоус — *Nardus stricta*, овсяница — *Festuca ovina*) и наступает фаза болотообразования, завершающаяся в конечной стадии формированием сфагнового торфяника.

Заселение травянистой растительностью лесных площадей происходит также после лесных пожаров и больших вырубок. Вообще же смена леса лугом и обратно совершается в течение развития почвы многократно.

В результате длительно перемежающегося или одновременного действия на породу двух процессов — подзолистого и дернового — и формируется дерново-подзолистая почва, отличающаяся от типичного подзола развитием в верхней части профиля более или менее значительного дернового гумусового горизонта,

На основании различных соотношений мощности горизонтов, дернового и подзолистого, обычно эти почвы подразделяются на сильноподзолистые, среднеподзолистые, слабоподзолистые и скрытоподзолистые*. Схематически соотношение строений этих вариантов почв показано на рисунке 92.

* Почвы подзолистого типа чаще подразделяют на следующие четыре вида: дерново-слабоподзолистые, дерново-среднеподзолистые, дерново-сильноподзолистые и подзолы. — *Ред.*

Очевидно, что чем меньше выражена степень оподзоленности почвы, тем она относительно ценнее с сельскохозяйственной точки зрения.

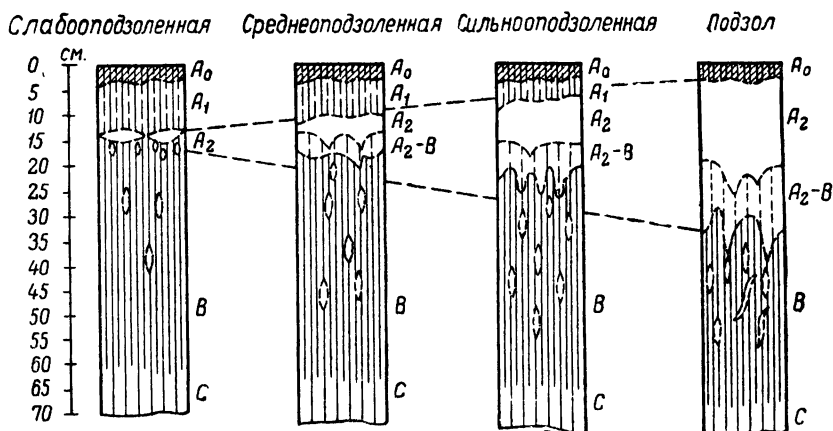


Рис. 92. Схема связи между степенью оподзоливания почвы и ее строением (Филатов).

Почвы болотного типа почвообразования

Болотный тип почвообразования складывается при условии избыточного увлажнения и, следовательно, недостаточной аэрации. В этих условиях разложение органических остатков идет медленно, и в поверхностных горизонтах почвы накапливается не только ульминовая кислота, но и полуразложившиеся и даже совсем неразложившиеся растительные остатки. При длительном развитии этого процесса на поверхности почвы накапливаются целые слои органических остатков, так называемый торф. Такие почвы носят название *торфяно-болотных*.

В первых стадиях болотный процесс дает лишь обогащение верхних минеральных слоев почвы органическим веществом. Такие почвы носят название *илогато-болотных*, *лугово-болотных*.

Кроме накопления органических веществ, для болотных почв всегда характерно господство восстановительных процессов, приводящих к образованию различных закисных форм соединений. Обычно здесь имеют место аммиачные соединения, соли азотистой кислоты, фосфорнокислая закись железа, вивианит ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2$), пирит (FeS_2), углекислое железо (FeCO_3) и др. Внешним выражением восстановительных процессов является развитие глеевого горизонта или оглеение всей толщи почвы, начиная с поверхности.

Болотные почвы обычно несут в себе большой запас питательных веществ, особенно фосфора и азота, но в формах, недоступных для усвоения сельскохозяйственными растениями.

Мелиорация (осушение) и последующая надлежащая агротехника делают болотные почвы часто более ценными угодьями, чем незаболоченные минеральные земли.

По определению конференции 1934 г. при Гидрологическом институте «...болотом называется избыточно увлажненный участок земной поверхности, покрытой слоем торфа глубиной не менее 30 см в неосушенном и 20 см в осушенном состоянии. Являясь в естественном состоянии определенным элементом географического ландшафта, болото возникает и развивается при постоянном или весьма продолжительном периодическом избыточном увлажнении поверхностных слоев земной коры, следствием чего является наличие характерной для болота растительности и специфического направления почвенных процессов, ведущих к накоплению торфа».

В нашем изложении мы относим к болотному типу почвообразования все почвы с признаком оглеения и оторфования, независимо от мощности торфяного слоя и длительности избыточного увлажнения. Иногда почвы с незначительным оторфованием или только с оглеением называют «полуболотными». Однако мы этого термина также не употребляем.

Условия избыточного увлажнения могут сложиться под влиянием следующих основных причин:

- 1) характера почвообразовательного процесса;
- 2) добавочного притока воды за счет поверхностного стока;
- 3) добавочного увлажнения из грунтовых или грунтово-напорных вод;
- 4) избыточности атмосферных осадков;
- 5) общей слабой водопроницаемости почвы при большой влажности.

Соответственно разнообразию условий заболачивания болотные почвы встречаются во всех климатических зонах, начиная с Крайнего Севера и кончая Крайним Югом, и проявляются в различных формах минеральных заболоченных почв, а также почв торфяных. Ниже даются характеристики наиболее распространенных заболоченных почв.

Подзолисто-глеевые и торфяно-глеевые почвы. Процесс формирования дерново-подзолистых почв сам по себе является мощной предпосылкой для развития болотной стадии почвообразования.

Во-первых, в подзолообразовательном процессе, при достаточном развитии иллювиального (ортштейнового) горизонта, водопроницаемость всей толщи почвы сильно уменьшается. Над ортштейновым горизонтом часто возникает верховодка, что ведет к заболачиванию всей почвы*.

Во-вторых, при смене подзолообразовательного процесса дерновым последний в стадии плотнокустовых злаков (образование

* Верховодка не всегда ведет «к заболачиванию всей почвы». Этого не происходит, например, если ее горизонт лежит значительно ниже корнеобитаемого слоя. — *Ред.*

кочек на поверхности почвы) приводит к затруднению поверхностного стока, а с другой — на поверхности почвы создается слой органической массы, настолько влагоемкой, что все атмосферные осадки задерживаются им, и это вызывает хотя бы и временное, но избыточное увлажнение.

Биологические процессы, энергично развивающиеся в самом верхнем органическом горизонте, поглощают большую часть кислорода воздуха, здесь образуется как бы биологический фильтр, вследствие чего в нижних горизонтах устанавливается анаэробный биозис с восстановительными процессами, в результате которых и развивается оглеение. Таким образом, *на базе дерново-подзолистой почвы последовательно развивается подзолисто-глеевая почва.*

При данном количестве атмосферных осадков очень существенным фактором заболачивания отдельных территорий служит приток дополнительной воды к пониженным элементам рельефа. Такие элементы рельефа, во-первых, представляют широко развитые на плоских водоразделах неглубокие впадины, являющиеся центрами стока поверхностных вод с окружающих пологих склонов*. Здесь развиваются тогда подзолисто-глеевые и даже торфяно-глеевые почвы, а иногда образуются даже временные озера. Торфянистая масса формируется в этих почвах за счет отмирания богатой влаголюбивой травяной растительности (кислые злаки, осоки, хвощи и пр.). Почвенный покров таких водоразделов становится комплексным, слагающимся из подзолов и пятен более темноцветных оглеенных почв.

Аналогичные условия дополнительного увлажнения создаются обычно также на всех пологих шлейфах склонов, где скатывающиеся с водораздела струи воды замедляют свое движение и даже застаиваются**. Чем тяжелее механический состав почвы, тем более резко проявляются в этих условиях черты болотного типа почвообразования.

Особенно широко развиваются глеевые процессы там, где почвы формируются на двучленном наносе, представленном сверху супесями, а внизу суглинками и глинами; здесь на плоскости раздела осуществляются временные застои воды и, следовательно, восстановительные процессы. Эти условия особенно широко развиты на нашем северо-востоке (Ю. А. Ливеровский). Кроме того, на этих элементах рельефа часто дополнительным источником избыточного увлажнения являются и грунтовые воды, близко подходящие к поверхности земли. В силу этих причин на шлейфах склонов обычно развиваются обширные площади почв различных степеней заболачивания.

* Сток воды в неглубокие впадины способствует образованию болот, происходящему в особых условиях почвообразования. — *Ред.*

** Повышенное увлажнение создается здесь не только за счет задержки поверхностного стока, но и вследствие выхода грунтовых вод на поверхность. — *Ред.*

Общая схема перехода по склону почв подзолистых в болотные показана на рисунке 93.

Рассмотренные разновидности почв занимают в СССР громадные площади. Избыточное увлажнение таких почв обычно наблюдается периодически — весной, осенью и в периоды затяжных дождей, что очень часто вредно отражается на сельскохозяйственных культурах.

Поэтому борьба с вредными последствиями временного избыточного увлажнения заболачивающихся площадей имеет большое значение.

Как показывают опыт и современная практика, мелиорация рассмотренных почв оказывается чрезвычайно эффективной.

Схематическая характеристика коллоидов рассмотренных разновидностей почв (по Н. П. Ремезову) приводится в таблице 114.

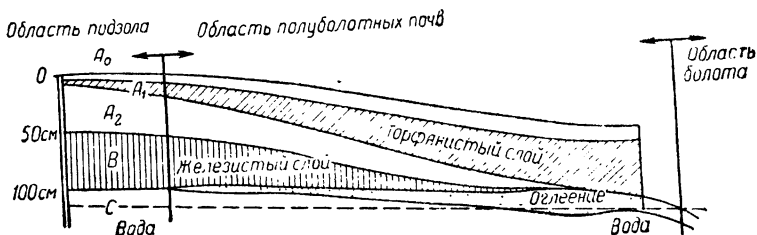


Рис. 93. Схема перехода от подзола к болоту через зону полуболотных почв (Филатов).

Торфяно-подзолисто-глеевые и торфяные почвы. Как было указано, этапы подзолообразовательного процесса периодически сменяются этапами дернового процесса. В стадии плотнокустовых злаков дернового процесса растительная масса отмирает лишь поздней осенью, разложение этой массы осуществляется очень медленно и преимущественно в анаэробных условиях. В силу этого главная масса минеральных веществ довольно быстро оказывается связанной в форме органо-минеральных соединений, недоступных для усвоения обычной зеленой растительностью, и она постепенно выпадает, замещаясь менее требовательными растениями, мхами, сначала зелеными, а затем белыми — сфагновыми (*Sphagnum*). Для развития сфагновых мхов обычно оказывается достаточным то количество минеральных элементов пищи, которое поступает на земную поверхность с атмосферными осадками; скапливающиеся на сфагновом покрове осадки, как правило, не стекают в силу громадной влагоемкости моховой массы.

С момента заселения поверхности почвы мхами начинается формирование типичной торфяно-подзолисто-глеевой почвы. Для характеристики этого типа почв приведем описание разреза торфянистого заболоченного подзола на валунной глине под еловым лесом, с моховым покровом из *Polytrichum communis* и *Sphagnum* sp. (Ю. А. Ливеровский):

Характеристика коллоидов почв зоны избыточного увлажнения

Наименование почвы	Неорганические коллоиды	Органические коллоиды	Емкость поглощения (в м.-экв. на неорганическую часть почвы)	Степень насыщенности (% понижения от емкости)	Состав обменных катионов	Преобладающая рН почвы
Подзолистые таежной зоны, глинистые и суглинистые	По мере оподзоливания в элювиальном горизонте А содержание неорганических коллоидов уменьшается, а в иллювиальном В увеличивается; одновременно иллювиальный горизонт обогащается полутораксиками, а элювиальный обедняется ими	Сильное количественное и качественное ослабление в горизонте А апидиной части и увеличение содержания в горизонте В неорганических коллоидов, частично базовидных	10—15 в горизонте А, снижение в А ₂ и повышение в горизонте В до 20—30	30—70	Преобладает Са ⁺⁺ , меньше Mg ⁺⁺ и значительное количество иона Н ⁺	4,0—6,0
То же, песчаные	То же	То же	В горизонте А 2—5, резко понижается в А ₂ и повышается в В		В горизонте В сильно повышается содержание обменного Mg ⁺⁺ , почти сравнявсь с содержанием Са ⁺⁺	4,0—5,0
Подзолисто-глиевые	То же, что в подзолистых	По мере заболачивания возрастает содержание апидонов (гуматов)	Возрастает по мере заболачивания до 20—50	50—90	То же, но выше насыщенность	3,5—4,5
Торфяно-глиевые	—	Сильно возрастает содержание органических апидонов	Около 100	80—90	Преобладает Н ⁺ , немного Са ⁺⁺ и Mg ⁺⁺	3,5—4,5
Иловато-глиевые	—	Очень сильно возрастает содержание апидонов	То же	0—50	Преобладает Са ⁺⁺ ; затем Mg ⁺⁺ , возможность на насыщенность	5,0—7,5

A_0 —0—10 см. Торфянисто-подстилочный горизонт;
 A_1 —10—13 см. Черно-серый, коричневатый, по химическому составу — органо-минеральный;
 A_2 —13—43 см. Белесый, с оливковым оттенком, местами с сизыми и небольшими коричнево-желтыми пятнами; по механическому составу тяжелосуглинистый, вязкий;

В — желтовато-коричневый с кирпичным оттенком и с небольшими сизыми пятнами: по механическому составу глинистый, вязкий, распадается на угловатые отдельности. Книзу приобретает однородную коричневую окраску и постепенно переходит в горизонт С.

Мощность торфянистого горизонта и степень оглеения в разных случаях может значительно варьировать. Поглощенные основания этого разреза характеризуются цифрами, приведенными в таблице 115.

Т а б л и ц а 115

Состав поглощенных оснований торфянисто-подзолистой почвы

Горизонты	Глубина (в см)	Поглощенных катионов (в м.-экв. на 100 г почвы)			Емкость поглощения (в м.-экв.)	Процент поглощенного водорода от емкости
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺		
A_1	—	5,15	1,0	31,50	37,65	84
A_2	20—30	2,35	1,12	1,0	4,47	22
В	50—60	7,75	4,08	0,0	11,83	0
BC	75—85	6,35	3,42	0,0	9,77	0

Из цифр видно, что торфянистый горизонт на 84% насыщен водородом, тогда как в горизонте В водорода уже нет.

Торфяники верхового типа. По мере дальнейшего развития сфагновых мхов на месте торфяно-подзолисто-глеевой почвы развивается типичное сфагновое болото. Оно возникает, следовательно, преимущественно на водоразделах, как следствие истощения питательных ресурсов почвы в результате подзолообразовательного и дернового процесса; поэтому сфагновые торфяники водоразделов чаще всего подстилаются песком, как наиболее бедным субстратом. Избыточное увлажнение торфяника определяется только влагоемкостью моховой массы, удерживающей в себе все выпадающие атмосферные осадки. Поэтому эта форма болот и получила наименование *верховых болот атмосферного питания*, а образующиеся на них торфяники — *верховых торфяников*.

Основными торфообразователями верхового болота являются белые сфагновые мхи. Главнейшими биологическими чертами их являются: 1) способность поглощать воду в количестве, до 20 раз большем своего сухого веса; 2) чрезвычайно малое потребление зольных питательных элементов; 3) сфагнумы прекрасно развиваются в кислой среде и не выносят извести. Так, по данным

Пауля, *Sph. rubellum* отмирает при содержании в воде 77 мг извести на 1 л воды, а *Sph. medium* — при 134 мг.

Из травянистых растений на верховом болоте обычны пушицы (*Eriophorum*), шейхцерия (*Scheuchzeria palustris*), из кустарников — клюква (*Oxycoccus palustris* и др.), подбел-багульник, кассандра, болотный вереск (*Lyonia calyculata*). Из древесных пород на верховом болоте наиболее распространена сосна.

Сфагновый торфяник довольно энергично растет, распространяясь по периферии и поднимаясь вверх. Ежегодные приросты сфагнового покрова вверх достигают 20—25 мм. Ежегодные приросты мощности собственно торфяной залежи за большие периоды времени (учитывая осадку и уплотнение торфа) составляют 1—5 мм в год, что дает прирост до 50 см за 100 лет.

На Лайбахском болоте в верховьях р. Савы (приток Дуная) раскопана на глубине 1,2 м бревенчатая дорога времен Юлия Цезаря с римской монетой 41 года до нашей эры. Здесь для образования слоя торфа в 1,2 м потребовалось время около 2000 лет (Дубах).

В силу условий своего роста вверх типичные сфагновые торфяники имеют выпуклую форму, при этом правильная и ровная поверхность торфяного бугра сохраняется редко, обычно вследствие неравномерной осадки торфа, разрывов, выгорания и прочих причин, поверхность бывает более или менее деформированной и в понижениях возникают мочажины и иногда даже озера.

Мощность верховых торфяников рассматриваемого типа весьма разнообразна и достигает 5—6 м*. Вертикальное строение торфяной толщи обычно неоднородное. В развитой и достаточно мощной залежи можно наблюдать следующие слои: 1) верхний, так называемый очес, мощностью иногда до 40 см, сложен живыми и свежесмершими неразложившимися стеблями мха; 2) слой нормального торфа с разложением 20—40% массы, сложен преимущественно *Sph. medium* или *Sph. fuscum*, встречаются прослой сосновых пней; 3) слой торфа высокой степени разложения (45—70%), так называемый пограничный горизонт. Слой состоит из сильно разложившегося торфа пушицы и *Sph. medium*, а также древесных остатков кустарников и сосны. Мощность слоя 20—50 см. Залегает он на глубине 2—3 м, часто почти водонепроницаем. Возникновение пограничного горизонта связывают с изменением климата приблизительно за 3000 лет до нашей эры, когда теплый и влажный (атлантический) период сменился теплым и сухим (суббореальным) периодом, длившимся приблизительно 2500 лет, в течение которого рост торфяников приостановился, а минерализация их усилилась; 4) слой нормального сфагнового торфа, также иногда с прослоями древесных пней; 5) минеральное дно болот — подзол.

* Мощность водораздельных торфяников описанного типа обычно не бывает более 2—3 м. Торфяники на водоразделах, возникшие за счет зарастания озера, могут иметь мощность до 5—6 м и более. — *Ред.*

Другая форма торфяных болот сфагнового типа возникает при зарастании водных бассейнов.

Ледник, отступая, оставил на территории Советского Союза, особенно в области моренных и зандровых ландшафтов, большое количество озер, которые последовательно зарастают. Первым этапом заполнения озерной котловины часто является отложение на ее дне *озерного мергеля*, возникающего за счет выноса с водосборной площади извести и тонких глинистых суспензий.

С развитием в воде растительного и животного мира на дне озера начинает откладываться отмирающая органическая масса, так называемый сапропель (гниющий ил). После уплотнения

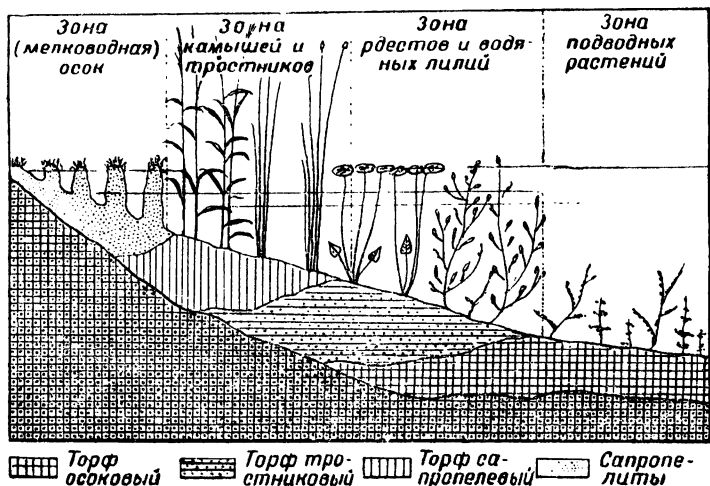


Рис. 94. Распределение растительности зарастающих озер.

сапропелевая масса приобретает плотную, однородную, студнеобразную консистенцию, обычно листового сложения, и именуется тогда «сапропелитом». Мощность озерных отложений достигает иногда нескольких десятков метров.

Одновременно в береговой полосе поселяется богатая зеленая растительность, располагающаяся в виде следующих зон (по В. Н. Сукачеву, рис. 94):

1) мелководная — до 1 м глубиной, занята преимущественно осоками (*Carex gracilis* и др.), ситником (*Heleocharis palustris*), стрелолистом (*Sagittaria sagittifolia*), водяными лютиками (*Ranunculus circinnatus* и др.), рдестом (*Potamogeton gramineus*) и др.;

2) зона камышей, глубина до 2—3 м, занята преимущественно тростником (*Phragmites communis*), камышом (*Scirpus lacustris*), водяным хвощом (*Equisetum limosum*) и др.;

3 и 4) — зоны широколистных рдестов и водяных лилий, глубина до 5 м, заняты преимущественно рдестами (*Potamogeton perfoliatus* и др.), водяной лилией (*Nymphaea*), водяными кув-

шинками (*Nuphara*), плавающим рдестом (*P. natans*) и другими растениями;

5) зона макрофитов, главным образом цветковых и частью споровых, занята по преимуществу зарослями харовых водорослей (*Chara*, *Nitella*), роголистника (*Ceratophyllum demersum*), узколистных рдестов (*P. obtusifolius*, *P. mucronatus*) и некоторых мхов (*Calliergon giganteum*);

6) зона микрофитов, представленных исключительно споровыми растениями, главным образом синезелеными водорослями, немногими зелеными и диатомовыми; из более крупных зеленых водорослей представлены *Vaucheria*, *Cladophora* и др.

При отмирании растительности в каждой зоне на дне озера откладывается специфическая растительная масса, т. е. формируется торф определенного вида. По мере заполнения каждой зоны торфяной массой и поднятия ее ближе к поверхности воды на ней поселяется менее глубоководная растительная формация, т. е., например, вместо рдестов поселяются камыши, а вместо камышей — осоки. В целом, следовательно, травы (камыши и осоки) как бы надвигаются от берега к центру озера и через известный промежуток времени заполняют его нацело. Получается осоковое болото с разнообразными слоями травянистого торфа.

Минеральное питание травяных формаций на таком болоте осуществляется главным образом за счет капиллярных токов воды через толщу торфа и за счет разложения, минерализации поверхностных горизонтов самого торфа.

По мере увеличения мощности торфяника и, следовательно, удаления его поверхности от минерального дна, а также по мере все большего связывания минеральных питательных элементов органической массой условия питания травяной формации становятся все более плохими, и она последовательно вытесняется менее требовательными мхами, сначала зелеными (*Hypnum* и др.), а затем белыми (*Sphagnum*).

Таким образом начинается стадия формирования обычного сфагнового торфяника верхового типа. Чем слабее минерализована вода озера и чем менее приток минеральных элементов со стороны водосбора, тем быстрее наступает сфагновая стадия развития болота.

В некоторых случаях озера зарастают не укореняющимися на дне растениями, а образующими плавающий ковер. Чаще всего это будет трифоль (*Menyanthes trifoliata*), сабельник (*Comarum palustre*), белокрыльник (*Caltha palustris*), некоторые осоки и мхи из родов *Calliergon*, *Drepanocladus*, *Sphagnum* и др. Такой плавающий ковер затягивает постепенно озеро с поверхности, разлагаясь, создает почву для поселения осок и других трав, после чего может наступить сфагновая стадия.

Мощность торфяников, возникающих при зарастании озер, достигает 15 м и более, однако распространение их, повидимому, не превышает 10% общей площади наших болот.

Сфагновые торфяники представляют ценный топливный фонд, реже они используются для сельскохозяйственных целей.

Торфяники низинного типа возникают в условиях избыточного увлажнения и одновременно обеспеченного минерального питания. Местом залегания низинных торфяников являются: 1) плоские, периодически затопляемые берега озер; 2) поймы рек с необеспеченным стоком паводковых вод; 3) задровые пространства, не обеспеченные стоком; 4) места выхода напорных и безнапорных грунтовых вод; 5) шлейфы склонов и западины рельефа, аккумулирующие делювиальные воды, и пр. Во всех этих случаях постоянный или часто повторяющийся приток воды со стороны обеспечивает не только избыточное увлажнение, но и минеральное питание богатой зеленой растительности, не позволяя здесь развиваться сфагновой стадии болота.

Установление в каждом отдельном случае источника водного питания болота является главной мелиоративной задачей, поскольку основные мелиоративные мероприятия в этих условиях имеют целью прежде всего борьбу с источниками заболачивания данной территории.

Основными торфообразователями торфяников низинного типа являются следующие группы растений: 1) травы, осоки, тростник, хвощ, вахта (трифоль), шейхерия; 2) зеленые мхи родов *Drepanocladus*, *Calliergon* и др.; 3) низинные сфагновые мхи — *Sph. subsecundum*, *Sph. obtusum* и др.; 4) древесные породы — береза, ольха, ель и реже сосна.

Соответственно преобладающему торфообразователю среди низинных торфов различают три основные группы: 1) лесную с преобладанием древесных остатков; 2) топяно-лесную, где господствуют травы, но древесных остатков может быть до 30%; 3) топяную, где полное господство принадлежит травам и мхам.

Мощность низинных торфяников обычно 1,5—2 м, но достигает и 7 м. Степень разложения торфа значительная (30—50%), реакция нейтральная или слабощелочная.

Примером болот этого типа могут служить болота белорусского Полесья. В. Г. Касаткин дает такую общую характеристику строения торфов этих болот: 1) верхний слой торфа, мощностью 5—20 см, представляет слабо разложившуюся дернину, плохо режущуюся лопатой, бурого цвета, густо пронизанную корнями и неразложившимися остатками осок, злаков и других трав; 2) второй слой, до глубины 40—70 см, представляет однородную мелковолокнистую массу торфа осокового типа, буровато-желтого, бурого или темно-бурого цвета, медленно темнеющую на воздухе; иногда присутствуют в небольшом количестве остатки тростника. Степень разложения торфа различная, но в большинстве случаев малая; 3) третий слой, наиболее мощный, характеризуется значительным, иногда большим содержанием остатков тростника, однако редко образующего сплошные слои (в отдельных случаях отмечались прослойки тростника в 5—7 см). Окраска тростниково-осокового слоя, в зависимости от степени разложения, изменяется как в разных разрезах, так и на различной глубине одного и того же разреза и бывает светложелтой, светло-бурой и темнобурой, почти черной. На воздухе торф быстро чернеет, при копке торфа выделяется сероводород; 4) при переходе к минеральному грунту тростниково-осоковый торф сменяется четвертым слоем, мощностью в 15—25 см,

буровато-черного цвета, полуторфянистым, однородным, мажущимся, в нижних частях обогащающимся песком.

Поскольку автор принимает, что происхождение местных болот связано с зарастанием последнединовых озер, постольку четвертый слой является как бы сапропелевым; однако нам кажется, что его следует считать просто первичным дерновым слоем*.

Описанная схема строения торфа характерна в общих чертах для всех травяно-осоковых болот Полесья, но в некоторых случаях третий тростниково-осоковый слой почти отсутствует, а в других слоях присутствуют древесные остатки. В отдельных случаях отмечается начало третьей стадии развития болота: на поверхности местами появляется сплошным покровом сфагнум. Описанный тип низинного болота характеризуется следующими показателями химического состава (табл. 116, Касаткина).

Т а б л и ц а 116

Характеристика низинного болота по химическому составу
(в процентах)

Наименование болота	Глубина взятия образца (в см)	Органические вещества	Зола	Азот	Фосфорная кислота	Окись кальция (CaO)	Окись магния (MgO)	Сумма окиси железа и алюминия	Нерастворимый остаток
Скавшинское	5—25 45—65	92,71 91,31	7,29 8,69	2,05 2,66	0,346 0,280	1,97 2,40	0,028 0,029	2,76 3,00	1,51 2,57

Болота низинного типа чрезвычайно широко распространены в нашей стране и по своему богатству являются первоочередным объектом сельскохозяйственного освоения.

Торфяники переходного типа чаще всего залегают в зонах перехода верховых торфяников к низинным, в условиях значительного обводнения, но пониженного зольного питания. Торфообразователями здесь являются смешанные ассоциации верховых и низинных торфяников.

Резюмируя все вышеизложенное, можно представить общую закономерную смену почвообразования на водораздельных пространствах подзолисто-болотной области в виде схемы, приведенной на рисунке 95. Из рисунка видно, что на плоских водоразделах господствуют подзолы в комплексе с заболоченными почвами пониженного рельефа. Здесь же развиты купола сфагновых торфяников. Эта область распахируется менее других. В верхней трети относительно крупных склонов развиваются преимущественно

* Белорусские низинные болота существенно отличаются по составу растительности от болот РСФСР. Зольность последних выше и достигает 40% и более, степень разложения залежи также. Это определяет меньшее значение их как топливного фонда и большее как сельскохозяйственных угодий. Так, при зольности 7—8% болота еще могут использоваться в качестве топливной базы, а при зольности от 15—20% и выше используются только как сельскохозяйственные угодья. — *Ред.*

маломощные дерновые почвы, с участием слабоподзолистых. Средние трети склонов заняты наиболее типичными дерново-подзолистыми почвами разных степеней оподзоливания. Это область наибольшей распашки.

Нижняя, более пологая часть склона, занята обычно почвами разных степеней заболачивания, начиная с глеево-подзолистых и кончая типичными болотными, преимущественно травяными (так называемые низинные болота) и травяно-моховыми (пере-

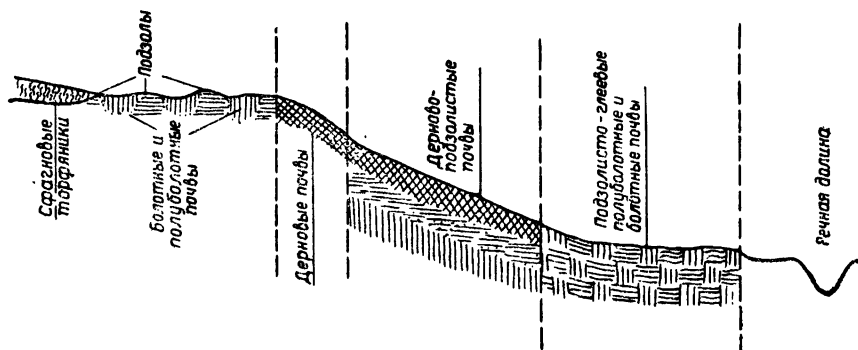


Рис. 95. Общая схема расположения подзолистых и болотных почв по рельефу.

ходные болота). Это область богатых почв, но для использования в наибольшей степени нуждающихся в осушительных мелиорациях.

Физико-химические и биологические свойства торфов. С сельскохозяйственной точки зрения, по богатству питательными веществами торфы подразделяют на три группы:

- 1) *эвтрофные* — богатые питательными веществами: низинные, травяные;
- 2) *мезотрофные* — со средним содержанием питательных веществ: древесные и зелено-моховые;
- 3) *олиготрофные* — бедные питательными веществами, сфагновые.

Таблица 117

Зольность растений-торфообразователей верховых и низинных болот

Верховые болота	Процент золы в растениях	Низинные болота	Процент золы в растениях
Сфагновые мхи	2,4—2,9	Осоки	5,3—7,9
Пушица	Около 2,8	Тростник	4,0—5,0
Сосна, береза, ольха . .	1,6—1,9	Хвощи	12,7—15,9
		Гипновые мхи	3,0—6,0

Богатство торфов питательными веществами определяется зольностью первых и составом этой золы.

Зольность растений-торфообразователей верховых и низинных болот характеризуется следующими цифрами (табл. 117).

Соответственно этому составу растений-торфообразователей зольность верховых торфов обычно не превышает 5%, низинных (без посторонних минеральных примесей) 8—15%, переходных обычно от 5 до 8%.

Количество питательных элементов в золе разных торфов также различно (табл. 118, Б. Д. Оношко).

Т а б л и ц а 118

Химический состав различных торфов
(в процентах к сухому весу)

Наименование элемента	Верховой торф	Низинный торф
Окись кальция (CaO):		
максимум	1,40	36,90
минимум	0,24	0,34
среднее	0,65	3,48
Фосфорный ангидрид (P ₂ O ₅):		
максимум	0,98	1,42
минимум	0,01	0,11
среднее	0,23	0,43
Азот (N):		
максимум	2,56	3,94
минимум	0,48	1,14
среднее	1,29	2,69
Окись калия (K ₂ O):		
максимум	0,11	0,60
минимум	0,01	0,01
среднее	0,05	0,14

Количество золы и ее состав для каждого данного вида торфа не остаются постоянными: как правило, по мере разложения торфа его зольность и содержание азота увеличиваются.

Например, для одного сфагнового торфяника зольность по горизонтам изменялась следующим образом: слаборазложившийся верх залежи — 2,70%, среднеразложившаяся середина залежи — 3,65 и, наконец, наилучше разложившийся нижний горизонт — 4,65%. Количество азота в торфе по горизонтам было равно: с поверхности — 0,8%, на глубине 2 м — 2,1 и на глубине 4 м — 4,1%.

Кислотность верховых торфяников (рН солевое) обычно лежит в пределах 2,8 — 3,5, тогда как у низинных она колеблется от 4,7 до 7,8.

Приведенные данные показывают, что верховые торфяники, как правило, бедны питательными веществами (олиготрофный тип), низинные же чаще богаты ими, особенно азотом (эвтрофный тип). Именно поэтому верховые торфяники используются главным образом для заготовки топлива (малая зольность их

является в этом случае положительной чертой), тогда как низинные торфяники являются обычно богатейшим сельскохозяйственным мелиоративным фондом. Особенно богаты низинные торфяники азотом, запасы которого здесь в десятки раз превышают наличие его в минеральных почвах.

По физическим свойствам торфы также сильно отличаются от минеральных почв.

Так, гигроскопичность и коэффициент завядания могут быть охарактеризованы следующими цифрами:

Почвогрунты	Гигроскопичность (в весовых процентах)	Коэффициент завядания (в весовых процентах к весу сухого торфа)
Песок	0,84	1,3
Суглинок . . .	4,0	8,0—10,0
Торф	17,5	50,0

Оптимальная влажность для роста растений на торфах на Бременской станции, по данным Таке, была определена в 150% к весу сухого торфа.

Высота капиллярного поднятия воды в торфах большая, но скорость поднятия очень мала. Так, в опыте Новгородской болотной станции были получены следующие данные.

Наименование почвы	Высота капиллярного поднятия (в см) через 40 суток
Минеральная	51
Низинный торф . . .	15
Верховой » . . .	5

Пересохший торф к тому же в силу обволакивания частиц смолистыми веществами часто почти не смачивается водой.

Вследствие этих причин в ряде случаев поверхностные горизонты торфа сильно страдают от пересушки, несмотря на сравнительно близкий уровень грунтовых вод. Поэтому излишнее понижение уровня грунтовых вод при мелиоративном осушении торфов может отрицательно отразиться на урожае сельскохозяйственных культур*. Так, на Бременской болотной станции получены следующие результаты (табл. 119).

Влагоемкость торфов очень велика и составляет для сфагнового торфа 1000—1500, низинного — 300—700% к сухому весу.

* Многолетними исследованиями на Кировской, Минской, Московской и других болотных станциях установлено, что глубина залегания грунтовых вод от поверхности на орошаемых торфяниках в период от начала весенних и до конца осенних полевых работ не должна быть менее 40—50 см. Наивысшие урожаи культур обеспечиваются при залегании грунтовых вод в среднем за вегетацию на глубине 120—140 см. — *Ред.*

**Влияние понижения уровня грунтовых вод на торфянике
(в сантиметрах) на урожай зерновых культур
(в центнерах с 1 га)**

Культуры	Урожай при глубине горизонта грунтовых вод (в см)				
	50	75	100	125	150
Рожь	16,9	15,0	12,0	8,5	8,0
Овес	28,0	28,1	27,3	23,9	21,2
Картофель	228,4	211,9	202,1	194,8	194,0

Коэффициент фильтрации торфов приближается к коэффициенту фильтрации суглинков и глин. По данным А. Брудастова, для разных торфов он равен:

торф сфагновый	среднеразложившийся	0,0002—0,0001 см/сек
»	» малоразложившийся	0,0020—0,0008 »
» гипсовый	среднеразложившийся	0,0008—0,0002 »
»	» малоразложившийся	0,0060—0,0020 »

Теплопроводность торфов невелика, и она тем меньше, чем суше торф. Поэтому торфяники промерзают на небольшую глубину и оттаивают очень медленно. Летом, в течение дня, поверхность торфа может перегреваться настолько сильно, что это влечет к выгоранию всходов. Ночью, наоборот, поверхность торфа может настолько охлаждаться, что утром наблюдаются заморозки. Поэтому на осушенных торфяниках заморозки обычно чаще, чем на неосушенных. Хорошим техническим приемом, улучшающим тепловой режим осушенного торфяника и, следовательно, повышающим урожай, является покрытие его поверхности слоем минеральной почвы, супесчаной или суглинистой.

Биологические процессы в торфах характеризуются следующими основными показателями:

1) в торфянике господствует аммонификация; при культуре аммонификация в пахотном слое сильно повышается;

2) нитрификация в целинном торфянике отсутствует, а на засеваемом культурами она возникает при достаточном количестве извести (около 20 ц CaO на 1 га);

3) денитрификация развита в торфе как до, так и после осушки; при известковании денитрификация часто усиливается, в чем и заключается одна из причин отрицательного эффекта неправильного известкования;

4) ни в одной пробе не констатировано свободно живущих азотособираателей;

5) клубеньковые бактерии обычно в верховых торфяниках отсутствуют, но заносятся сюда при пастьбе овец; в низинных торфяниках эти бактерии имеются, причем количество их возрастает при культуре болота.

Следовательно, если в целинных торфяниках биологические свойства, как правило, не соответствуют сельскохозяйственным потребностям, то после правильной осушки и при правильной агротехнике эти свойства легко приводятся к необходимому состоянию.

Строение и почвенный покров речных долин

Очень важным и широко распространенным объектом осушительных мелиораций являются долины рек как северных, так и южных.

Условия заболачивания долин обычно закономерно связаны с элементами их типового строения (В. Р. Вильямс).

Поперечный профиль полно развитой долины складывается из следующих элементов (рис. 96). Вдоль самого русла расположена узкая полоса молодых отложений — **бечевник**. За ней располагается более широкая повышенная полоса, сложенная

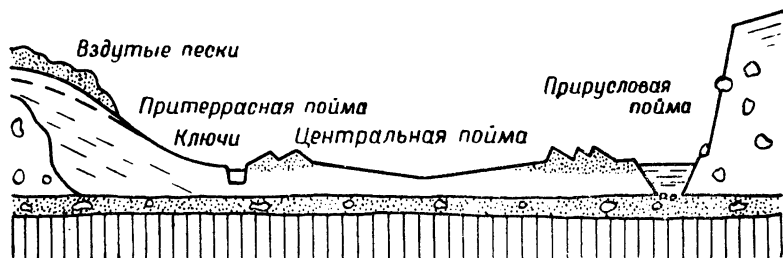


Рис. 96. Схема строения речной долины (В. Р. Вильямс).

относительно песчанистым материалом, — **прирусловый вал**. Формирование его связано с вихревыми токами воды во время паводков.

Основную часть долины занимает **центральная пойма**. Она представляет собой равнину, часто с заметным понижением по средней оси (талвег). По характеру сложения почв различают два типа центральной поймы: пойму зернистую и пойму слоистую. Каждая из них формируется при особых условиях паводков реки и имеет различное хозяйственное значение.

З е р н и с т а я п о й м а образуется на реках или участках рек, водосбор которых значительно облесен и заболочен. При этих условиях весенний паводок на реке растянут во времени и относительно низок. Мутная полоса воды заходит на пойму снизу (рис. 97) и несет в себе только тонкий ил. Перед спадом паводка на пойму обычно успевает прийти с водораздела грунтовая вода, значительно более минерализованная. Соли, содержащие ион кальция $[\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2]$, коагулируют ил, и он осаждается тонким слоем. При высыхании наилок растрескивается (рис. 98), затем оплетается корнями трав, пропитывается гумусом и, таким

образом, в результате дернового процесса формируется структурная, зернистая пойма.

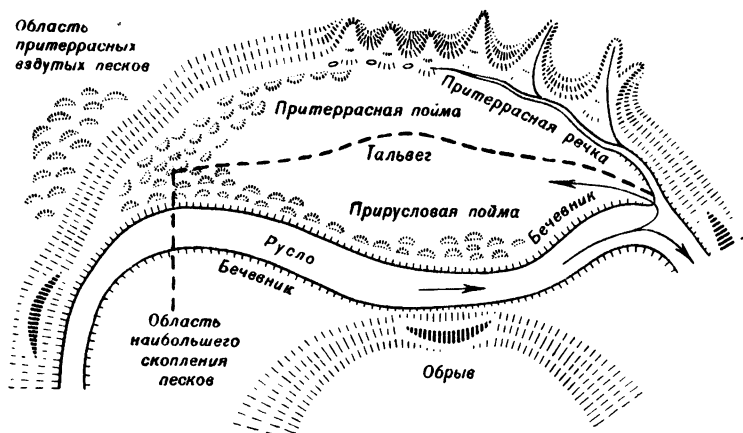


Рис. 97. Схема формирования зернистой поймы (В. Р. Вильямс).

Зернистые поймы представляют собой лучшие заливные луга, занятые корневищевыми злаками.

Основным свойством этих лугов является то, что они не истощаются, так как ежегодно удобряются свежими речными наносами и не заболачиваются в процессе развития дернового процесса. Заболачивание их наступает обычно лишь с изменением режима реки, созданием на ней подпоров и, следовательно, ухудшением стока.

Слоистая пойма образуется на реках, водосбор которых безлесен. При этих условиях весенние паводки протекают бурно, они кратковременны, но высоки по уровню. Вода прорывается в центральную пойму через прирусловой вал и забрасывает сюда не только ил, но и грубые песчаные наносы. При быстром спаде

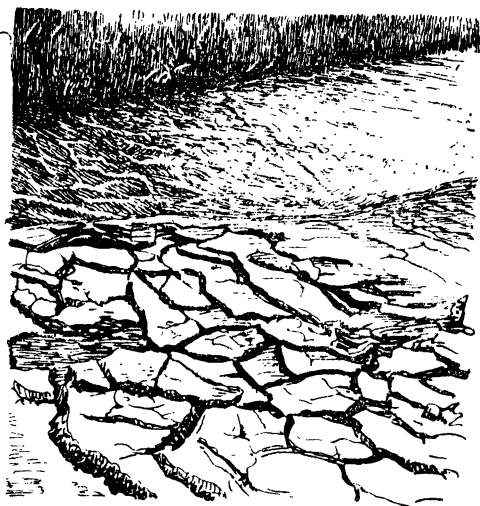


Рис. 98. Корка наилка на берегу старицы реки Клязьмы (Григорьев).

вод пески остаются на пойме в виде более или менее мощных слоев, гряд и нагромождений, илистые же части задерживаются лишь в понижениях, из которых нет стока. При повторных

паводках понижения могут быть заброшены песком, на песчаных же территориях отложится ил. Таким образом возникает резко слоистая, часто с преобладанием песчаных элементов, аллювиальная свита, откуда и возник самый термин — слоистая пойма.

Характерным для этого типа пойм является обычная крайняя невыровненность рельефа, с большим количеством местных ложбин, стариц и замкнутых котловин. К последним часто приурочивается заболачивание. В силу отмеченных черт, слоистая пойма имеет меньшую хозяйственную ценность, чем пойма зернистая.

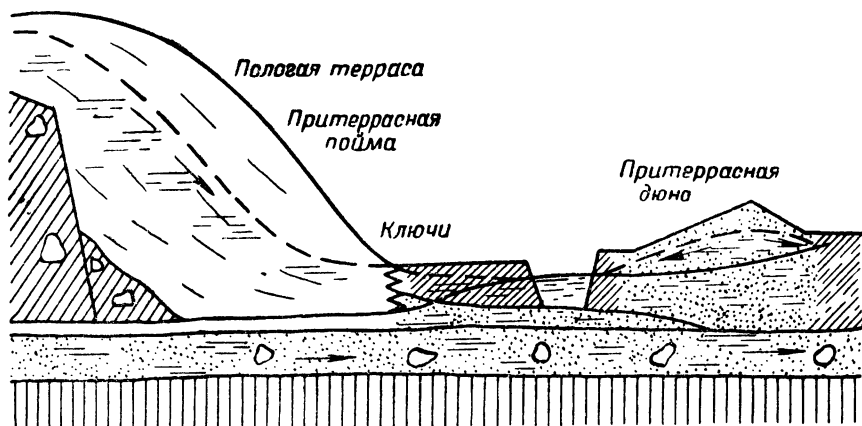


Рис. 99. Схематический разрез притеррасной области зернистой поймы (В. Р. Вильямс).

Основным видом коренной мелиорации слоистых пойм должно явиться изменение самого типа паводков, что может быть достигнуто путем облесения водораздельных площадей, питающих реку.

Следующей и последней зоной речной долины является так называемая **притеррасная пойма**. Эта зона поймы находится в своеобразных условиях, а именно: она прежде всего воспринимает на себя весь поверхностный сток водораздела и, кроме того, что наиболее важно, здесь выклиниваются или подходят близко к поверхности напорные грунтовые воды водораздела (рис. 99). Эти воды и являются основной причиной развития грунтово-напорного притеррасного болота. Торф здесь сильно-разложившийся, рыхлый, полужидкий, богат минеральными веществами. Иногда здесь отлагаются слои извести, охры и вивианита, приносимых с водораздела. В поймах южных рек в этой зоне происходит концентрация воднорастворимых солей и образуются наиболее злостные солончаки.

Кроме осок, камышей и прочей травяной болотной растительности, здесь обычно развиваются заросли ольхи (ольшаниковые топи).

Мелиорация притеррасной поймы должна обеспечить свободный сток притеррасной речки, если она имеется, и главным образом перехватить и отвести грунтовый поток, питающий болото.

Мелиорация подзолистых и заболоченных минеральных почв

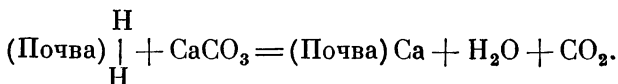
Общая характеристика мероприятий. Состояние поля, на котором происходит процесс заболачивания, характеризуется следующим: 1) весенние талые воды на нем долго застаиваются, оно медленно просыхает. Начало полевых работ сильно запаздывает, и вегетационный период, следовательно, сокращается; 2) осенью поле переувлажняется и в таком виде идет в зиму. Это приводит к вымочке озимых посевов; 3) летом, во время периодических затяжных дождей, оно замокает, в почве развиваются анаэробные процессы и корневая система растений часто загнивает.

Основные задачи осушительных мелиораций в этом случае заключаются в устранении названных явлений. Методы их устранения могут быть разбиты на три следующие группы:

- 1) улучшение водно-физических свойств почвы;
- 2) регулирование поверхностного стока;
- 3) регулирование внутреннего стока — дренаж.

Задача улучшения водно-физических свойств подзолистых почв в основном заключается в улучшении подзолистого горизонта и в нарушении водонепроницаемости иллювиального (ортштейнового) горизонта.

Подзолистый горизонт беден поглощающим комплексом (мало коллоидных элементов), бесструктурен, беден питательными веществами и обладает кислой реакцией. Улучшение этих свойств достигается систематическим внесением значительных доз органического вещества (навоз, заплата зеленого удобрения — сидерация), посевом трав, известкованием. При известковании осуществляется замещение поглощенного водорода кальцием по схеме:



В результате почва приобретает лучшую для растений нейтральную реакцию.

Борьба с ортштейновым горизонтом более трудна. Посевы глубоко коренящихся растений (например, клевер) способствуют постепенному разрушению ортштейна. В последнее время применяется механическое разрушение ортштейновых слоев с помощью специальных плугов. Очень существенное значение может иметь закладка дренажа, который способствует улучшению аэрации, развитию окислительных процессов и постепенному разрушению ортштейна.

Известкование не только устраняет кислую реакцию почвы, но улучшает и ее физические свойства, благодаря коагуляции илистых частиц и, вероятно, путем рыхления породы выделяющимся углекислым газом. Это имеет особенно крупное значение для тяжелых глинистых почв.

В начальной стадии заболачивания, заключающейся в развитии дернового процесса, т. е. процесса накопления неразложившихся влагоемких растительных остатков на поверхности почвы, основной задачей является ускорение процессов аэробного разложения дернины. Это может быть достигнуто введением севооборота с черным паром и пропашным клином.

Регулирование поверхностного стока в подзолистой зоне является наиболее старым приемом.

Большое значение для улучшения стока имеет правильное проведение вспашки и посева вдоль склона, а не поперек его. Серьезную роль должно сыграть широкое внедрение в практику приема бороздования полей, разработанного Северным научно-исследовательским институтом гидротехники и мелиорации. Прием этот состоит в том, что на поле поперек склона проводятся борозды плугом с отвалом в низовую сторону через каждые 5—15 м. Бороздам придается достаточный уклон, а низовые концы их объединяются более глубокой водосборной бороздой или канавкой. Такая система борозд, ежегодно возобновляемых, значительно ускоряет сток воды с полей и повышает их урожайность*.

К мероприятиям по регулированию поверхностного стока можно отнести так называемый кротовый дренаж. Он закладывается редко на глубину, большую чем 40—50 см от поверхности, и потому способствует быстрому осушению этих верхних слоев почвы. Громадным преимуществом кротового дренажа является простота его устройства и дешевизна. Недостаток же его — неустойчивость дрен: кротовина, заложенная в неподходящей почве или технически неправильно, может заплывать почти немедленно, и затраченная работа оказывается мало эффективной. Однако в подходящих почвах кротовые дренажи могут существовать продолжительное время.

Янерт дает следующую справку о результатах своего обследования кротовых дрен в хозяйственных условиях (табл. 120).

Из этого примера видно, что в ряде случаев дренажи хорошо работают 5—7 лет. Учитывая исключительную дешевизну закладки кротового дренажа (по стоимости, очевидно, близкой к стоимости вспашки), можно полагать, что он будет вполне приемлем при сохранении устойчивости дрен даже 1—2 года.

Многочисленные исследования последних лет, проведенные ВНИИГиМ и СевНИИГиМ, показывают, что кротовый дренаж

* Целесообразно аккумулировать талые и ливневые воды в глубоких горизонтах почвы путем рыхления подпочвы, кротования и пр., сбрасывая лишь избыточную воду. — *Ред.*

заметно повышает урожай даже тогда, когда он в первый же сезон частично заплывает. Таким образом, можно считать, что за кротовым дренажем имеются большие перспективы.

Т а б л и ц а 120

Продолжительность действия кротового дренажа

Продолжительность существования дрены (в годах)	Действие дрен (число случаев)		
	хорошее	посредственное	плохое
0—2	2	—	2
2—4	3	3	2
4—5	9	7	1
5—6	3	3	1
6—7	1	—	—
С у м м а	18	13	6

Для выбора почв, в которых дрены наиболее устойчивы, Янерт предложил следующий показатель: теплота смачивания почвы не менее 4 калорий на грамм и отношение процента фракции мельче 0,02 мм к теплоте смачивания не более 8. Чем меньше это отношение, тем дрена устойчивее.

По существу, это отношение означает следующее: теплота смачивания может быть принята как показатель количества коллоидной фракции в почве. Фракция мельче 0,02 мм включает в себя всю группу пылеватых частиц и ил. Таким образом, предложенное отношение есть, по существу, содержание ила во фракции пыли и ила, вместе взятых, т. е. характеризует отношение в почве двух фракций — пыли и ила. Пылеватые массы являются, как известно, наименее устойчивыми в воде (плывуны), ил же является цементирующим фактором. Таким образом, их отношение действительно может явиться рациональным показателем для характеристики устойчивости дрен и потому оно заслуживает экспериментального изучения и проверки. М. Н. Готов предложил определять устойчивость и пригодность почв для кротового дренажа по оплыванию стенок шурфа или скважины. Этот простой и доступный полевой метод дает, по автору, хорошие результаты.

Метод кротового дренирования в последние годы довольно разнообразно изучался в Советском Союзе (ВНИИГиМ и СевНИИГиМ) и начал широко внедряться в практику.

Дренаж — наиболее универсальный метод борьбы с избыточным увлажнением почв. Основным его назначением является понижение уровня грунтовых вод за пределы распространения основной массы корневой системы растения. Поэтому дренаж должен быть обязательным мероприятием везде, где грунтовые воды, временно или постоянно, находятся близко у поверхности земли.

Дренаж является мерой борьбы не только с избыточным увлажнением, но и с засухой. Это действие дренажа осуществляется следующим образом. Весной грунтовые воды стоят наиболее высоко; период этот совпадает со временем формирования корневой системы культурной растительности. Корни, встречая на своем пути грунтовые воды, развиваются только в верхних горизонтах. Летом грунтовые воды опускаются, перестают подпитывать эти горизонты, и растения вынуждены удовлетворять потребность во влаге только за счет атмосферных осадков. А так как летом часто бывают значительные интервалы в выпадении осадков, то поверхностный слой почвы пересыхает и растительность страдает от засухи. Дренаж на таких почвах, отводя воду весной, позволяет корневой системе уйти значительно глубже в почву и во время засухи потреблять воду из этих нижних слоев.

Наблюдения Джесс Х. Ниль на плантациях сахарного тростника показали значительное повышение устойчивости урожая при этих условиях. Аналогичные условия могут иметь место у нас в Колхидской низменности, а также в Северной подзолистой зоне во время наблюдающихся периодических летних засух.

Исследования наших опытных станций показывают, что на дренированных полях, как правило, влажность почвы во влажные периоды меньше, а в сухие периоды больше, чем на полях недренированных. Следовательно, дренаж создает условия более выровненного режима влажности почвы за вегетационный период.

В заграничной практике для осушения минеральных почв применяется закладка дренажа на глубине от 1,2 до 1,6 м и на расстояниях одна от другой от 8 до 40 м.

Глубина закладки дрен обуславливается главным образом глубиной промерзания почв, которая может вызвать деформацию дрен.

С агрономической точки зрения такие глубины, повидимому, не всегда необходимы. Исследования последних лет в Чехословакии приводят к убеждению о рациональности уменьшения глубины дренажа до 0,9 м, причем такой дренаж оказывается наиболее эффективным во влажные годы, в сухие же благоприятно действует более глубокий дренаж. Непосредственных материалов, подтверждающих эту точку зрения, пока не опубликовано. Необходимо подчеркнуть, что рациональная глубина закладки дренажа во многом зависит от строения почвенного профиля: дрены надо стремиться закладывать в наиболее водопроницаемом слое, а не в толще иллювиальных слоев или под ними.

Что касается расстояний между дренами, то они зависят от механического состава почв и, следовательно, их фильтрационных свойств.

За границей применяются следующие расстояния между дренами при глубине закладки их в 1,25 м (табл. 121, А. Н. Костяков).

Расстояние между дренами (в метрах) в зависимости от механического состава почвы

Почвы	Процент частич мельче 0,01 мм	По Герхардту		По Копецко- му	По Фаузеру	Силеская генераль- ная комиссия	Отношение расстояния δ к глубине h		
		продоль- ный дренаж	попереч- ный дренаж				Копецкий	Фаузер	Силеская генеральная комиссия
Тяжелые глины . . .	>75	8—10	8—12	8—9	9—10	10—12	7,0	7,0—8,0	3—10
Обыкновенные глины	75—50	10—12	10—15	9—10,5	10—12	—	7,5	8,0—9,0	—
Суглинок тяжелый .	50—40	12—14	12—18	10,5—12	12—13	12—14	7,5—9,0	9,0—10,5	10—12
Суглинок обыкновен- ный	40—30	14—16	14—21	12—14	13—15	14—16	9,0—10,5	10,5—12,0	12—14
Суглинок песчаный .	30—20	16—20	17—25	14—16	15—18	16—20	10,5—12,0	12,0—14,0	14—16
Супесок	20—10	20—24	21—30	16—18	18—22	20—24	12,0—14,0	14,0—16,1	16—20
Песок средний . . .	10—5	24—30	25—35	18—22	22—24	24—27	14,0—15,5	16,0—19,0	20—22
Песок крупный . . .	<5	30—35	35—40	22—24	24—27	27—30	—	—	22—25

При всех прочих равных условиях выбор одного из двух значений расстояний, указанных в таблице, зависит от следующих местных условий:

1) величины испарения — южные склоны испаряют больше, чем северные, и потому на первых дренаж может быть реже;

2) уклона местности — при больших уклонах дренаж может быть реже;

3) положения дрен по отношению к грунтовому потоку — при поперечном положении дрены могут быть реже, так как они лучше захватывают воду, чем при продольном положении.

Другие авторы пытаются установить зависимость расстояний между дренами от величины гигроскопичности почвы (Брейтенбах, Роте) или ее удельной поверхности. По существу, это тоже показатели механического состава, но лишь в другом выражении.

Следует отметить, что все приведенные выше зависимости носят эмпирический характер и определены на основе оценки работы хозяйственных дренажей. При установлении теоретических зависимостей необходимо будет считаться со строением и трещиноватостью естественных почв, их агрегатным составом и динамикой агрегатности.

Влияние дренажа на почвенные процессы. Производственное значение дренажа заключается в том, что под влиянием его изменяется направление и темпы почвенных процессов, от которых зависит плодородие почвы. В первую очередь изменяется водный режим и в почву начинает поступать больше воздуха, улучшается аэрация. В силу этого анаэробные процессы подавляются, а развитие аэробных усиливается. Окислительные процессы и выщелачивание могут существенно изменить реакцию почвы. Наконец, большая сухость дренированной почвы может привести к некоторому растрескиванию ее, образованию структурных отдельностей, что резко изменит влагосмкость почвы и ее фильтрационную способность. Эти изменения еще недостаточно изучены экспериментально.

В течение 1927—1932 гг. нами велось изучение почвенно-динамических процессов на дренированных гончарными трубами полях Бутырского хутора под Москвой. Почвенный покров представлен здесь среднеподзолистыми оглееными суглинками на грубой валунной бескарбонатной морене, частично перемытой. Залегает участок на нижней трети склона в предвершинной ложбине речек Каменки и Останкинского ручья, в силу чего уклоны поверхности здесь незначительны, порядка 0,0015, и не обеспечивают поверхностного стока. Грунтовые воды в среднем держатся на глубине 1,3—1,5 м, но во влажные периоды поднимаются близко к поверхности и вредят развитию растительности. Питание грунтовых вод происходит главным образом за счет атмосферных осадков, но отчасти и за счет грунтового потока, стекающего с более высоких элементов водораздела.

Исследования проведены на хозяйственном дренаже глубиной 1,2 м, при расстояниях между дренами в 20 м и длине дрен 80 м, и в большей части на опытном участке, расположенном на соседнем поле.

Опытный участок площадью около 7,5 га имел девять вариантов дренажа с различными глубинами закладки дрен (1,2, 1,0 и 0,7 м) и расстоянием между дренами (10, 20 и 30 м). Длина дренажных линий 100 м.

Основным методом исследования было сравнение хода процессов у самих дрен и посередине между дренами, на расстоянии 15 м от них. За период наблюдений количество осадков за год колебалось от 295,5 (сухой год) до 597,8 мм (влажный год). Ниже приводятся результаты исследования.

Режим влажности. Систематические наблюдения за режимом влажности по всему почвенному профилю показали, что динамика ее в течение лета локализуется в наших условиях главным образом в двух поверхностных горизонтах A_1 и A_2 и лишь в незначительной мере и периодически захватывает горизонты на глубине 50—60 см. Это видно на следующих кривых хода влажности по горизонтам (рис. 100).

Сравнение влажности у дрен и посередине между дренами показало, что у дрен она ниже на 0,5—2%. При этом различий в поведении влажности в сухие и влажные годы не отмечалось. В противоположность этому на Приладужской опытно-мелиоративной станции наблюдались резкие различия в соотношениях влажности в сухие и влажные периоды, а именно: во влажные периоды недренированные участки были влажнее дренированных, в сухие периоды, наоборот, дренированные участки оказались влажнее, чем недренированные. Это видно из таблицы 122.

Т а б л и ц а 122

Влажность почвы при различных глубинах дренажа в засушливые и влажные годы

Характеристика условий	Влажность почвы (в %)		
	без дренажа	при глубине дренажа (в м)	
		0,6	1,0
Засушливые годы	6,8	13,7	16,6
Влажные »	19,0	17,3	17,3

Следовательно, режим влажности на дренированном поле оказывается гораздо более устойчивым и благоприятным, чем на недренированном.

Влажность почвы на участках с дренажем, заложенным на разной глубине, была следующая:

1) запасы воды, полезной для растений, при мелком дренаже оказались не меньшими, чем при глубоком, как во влажные, так и в сухие периоды;

2) весенний спад влажности почвы при мелком дренаже происходит быстрее, чем при глубоком (рис. 101).

В целом благоприятное влияние на водный режим дренажа проявилось в том, что весной поле раньше освобождалось от воды, раньше начиналась вспашка и сев, осенью хорошо отработала отава, тогда как на недренированном участке отавы не было. В результате вегетационный период удлинялся на 10—14 дней.

Изменение физических свойств. Под влиянием изменения режима влажности почвы должны изменяться и

ее физические свойства — главным образом структурность и водопроницаемость. Широко распространено мнение, что под влиянием осушения почва приобретает трещиноватость, коллоиды

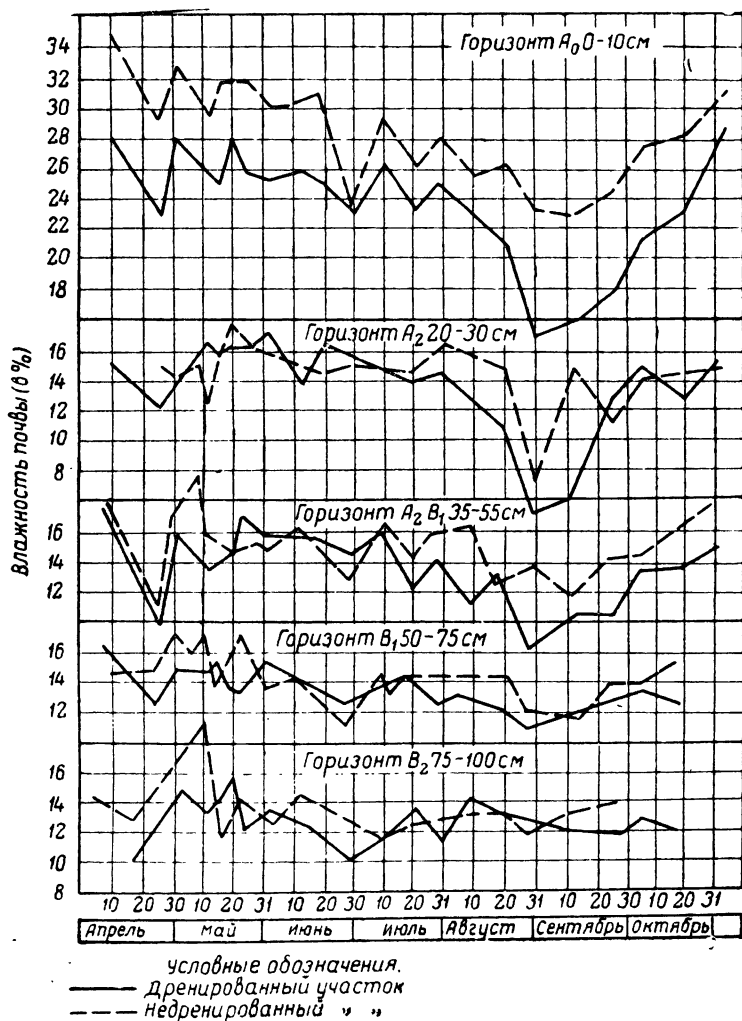


Рис. 100. Режим влажности почвы на дренажном и недренированном участках.

ее коагулируют и в общем почва становится более водопроницаема и лучше поглощает воду. С другой стороны, наблюдения показали, что дренаж со временем начинает работать хуже. Это явление склонны объяснять передвижением к линии дрен коллоидных частиц и закупоркой пор почвы.

По обоим этим вопросам, однако, мало наблюдений, и эти важные явления требуют дальнейшего тщательного изучения.

Биологический режим. Биологическая деятельность почвы характеризуется нами по данным о ходе процесса нитрификации. Сравнение этого хода у дрен и посередине между дренами показало, что по среднему уровню нитрификации существенных различий здесь нет, однако качественно ход нитрификации в различных условиях дренированности различен: при наличии дренажа ход нитрификации в течение вегетационного периода сравнительно плавный, без дренажа он характеризуется скачками вверх и вниз. Кроме того, в условиях недостаточного дренирования не-

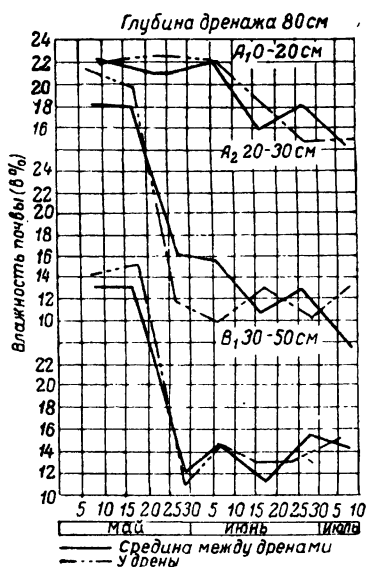
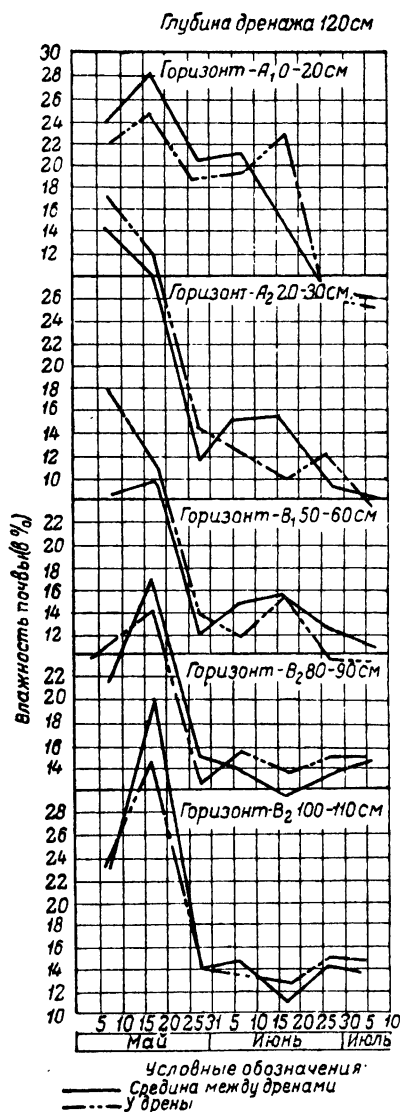


Рис. 101. Весенний спад влажности на глубоком и мелком дренаже.

устойчивость хода биологических процессов отмечается периодическим появлением в почве аммиака, что свидетельствует о недостаточной энергии окислительных процессов. Количественно эти явления показаны на рисунке 102.

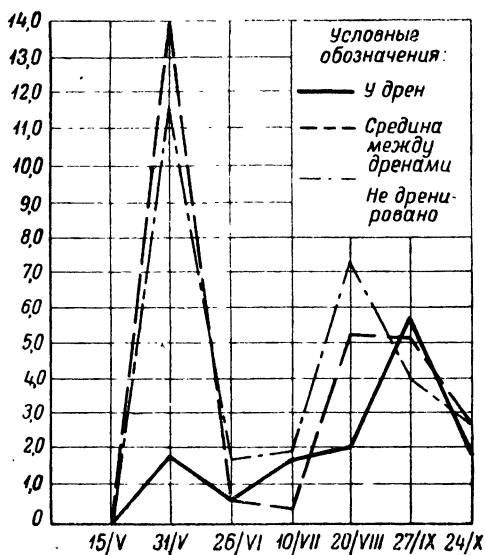


Рис. 102. Кривые накопления аммиака (в миллиграммах на 1 кг почвы) в различных условиях дренажированности.

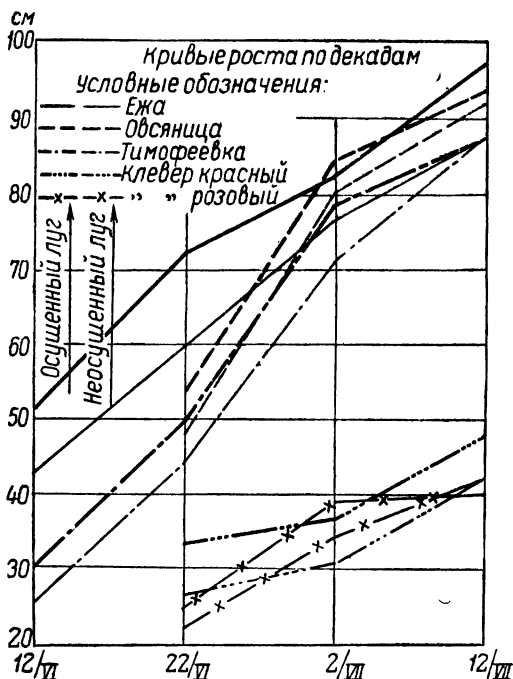


Рис. 103. Влияние дренажа на рост трав.

Все эти явления могут вредно отражаться на развитии растений.

Весьма любопытно, что невыравненность хода биологических процессов зарегистрирована только на глубоком дренаже, на мелком же она не отмечена. Это обстоятельство хорошо увязывается с описанным выше наблюдением о том, что мелкий дренаж быстрее освобождает почву от избытка воды, чем глубокий.

Потери нитратов с дренажными водами в обычных условиях культуры невелики (не превышают 1—2 кг азота с гектара в год), а иногда и вовсе отсутствуют. Потери могут возрасти лишь на паровых полях, где потребление нитратов растениями отсутствует, а фильтрация может быть увеличена.

Изменения реакции почвы. Изучение актуальной кислотности (величины рН) в течение трех лет на одних и тех же точках дает возможность отметить общую тенденцию увеличения кислотности почвы под влиянием дренажа на величину 0,2—0,4 рН.

Причина этого явления заключается в увеличении при дренаже выноса из почвы оснований, главным образом кальция. Анализы дренажных вод и подсчет показывают, что за год таким образом может теряться до 80 кг кальция с гектара. Отсюда следует,

что дренаж подзолистых почв, кислых уже в своем исходном состоянии, следует сочетать с известкованием или гипсованием, чтобы избежать отрицательного влияния кислотности на урожай.

Внесение в почву при дренаже кальция в обеих названных формах весьма полезно и потому, что он может улучшить фильтрационную способность почвы в 2—9 раз против исходного состояния. Очевидно, что увеличение фильтрации повысит эффективность дренажа.

Влияние дренажа на растительность. Наблюдения в течение двух лет за состоянием и развитием искусственной травяной смеси на дренированном и недренированном поле позволили установить следующие различия: а) на дренированном поле развитие растительности начиналось на 7—10 дней раньше и рост растений был более мощным (рис. 103). Осенью после укоса на дренированном лугу быстро наступало отрастание отавы, тогда как на недренированном участке этого не наблюдалось; б) состав растительности резко изменяется (рис. 104) — на недренированном участке совершенно выпадает райграс пастбищный, почти выпадает клевер красный, сильно развивается разнотравье и клевер розовый. Общее изменение состава травосмеси оказывается неблагоприятным.

Ориентировочные кратковременные наблюдения за урожайностью ржано-пшеничного гибрида на делянках с разной глубиной закладки дренажа и при разных расстояниях между дренами не дали возможности констатировать ясных преимуществ дренажа глубокого и частого ($1,2 \times 10$ м) по сравнению с дренажем мелким и редким ($0,7 \times 30$ м). Это обстоятельство заставляет признать, что для условий, аналогичных изучавшимся, при дальнейших исследованиях следует обратить особое внимание на дренаж сравнительно мелкий и редкий, как на форму наиболее дешевую и легкую для осуществления.

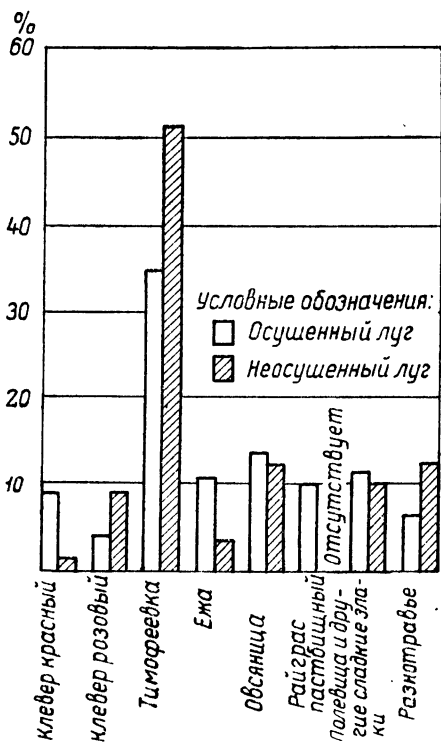


Рис. 104. Состав растительности в момент укоса.

БАРАБИНСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ (БАРАБА)

Барабинская низменность представляет собой Обь-Иртышский водораздел, лежащий между 54 и 57° северной широты (около 400 км) и 74 и 83° восточной долготы (около 500 км), рассекаемый почти посередине Сибирской магистралью от Омска до Новосибирска. Площадь ее около 12,5 млн. га.

Основной чертой всей Барабы являются чрезвычайно небольшие уклоны и общая слабость как поверхностного, так и внутреннего (подземного) стока. Например, участок железной дороги Омск — Татарск на протяжении около 130 км лежит в пределах отметок 105—110 м, с уклонами порядка 0,0008. Участок железной дороги Татарск — Славгород на протяжении около 300 км лежит в пределах отметок 107—111 м, причем уклоны здесь составляют около 0,0003. Весь этот юго-западный район не имеет поверхностного стока в р. Иртыш, так как отгорожен от нее барьером с высотными отметками порядка 115—139 м. Значительно большими уклонами обладает склон к р. Оби. Здесь хорошо выражены древние террасы, из которых третья возвышается над меженью на 30—40 м, а вторая на 10—15 м.

Рельеф Барабы своеобразен: на севере он совершенно ровный, а на северо-востоке для него характерно широкое развитие блюдцев диаметром до 100 м, иногда сплошь занимающих как водоразделы, так и склоны. Для центральной и юго-западной Барабы особенно характерен так называемый гривный рельеф. Эти гривы представляют собой плоские возвышения, созданные деятельностью ледниковых вод и вытянутые с северо-востока на юго-запад. Гривы сложены более легким материалом (40—60% частиц менее 0,01 мм), а межгривные понижения — более тяжелым (до 84% таких частиц).

Геологически Барабинская низменность рассматривалась до недавнего времени как обширная и очень плоская впадина, выполненная в основном морскими третичными соленосными глинами, иногда близко подступающими к поверхности земли. За такие морские отложения в особенности принимали плотные серые и синие засоленные глины, залегающие в восточной части Барабы на глубине 10—30 м, в центральной Барабе на 8—15 м и на юге на 3—5 м. К этим глинам приурочены обычно и минерализованные грунтовые воды.

В настоящее время взгляд на отложения Барабинской низменности, как на морские, можно считать окончательно отвергнутым.

Барабинская (также и Кулундинская) котловины рассматриваются, как выполненные целиком континентальными осадками, а именно, ледниковыми, северными и флювиогляциальными, принесенными с юга Алтайскими оледенениями, подпертыми на севере (около Самарово) большим Сибирским ледником. В этой подпертой, бессточной области в течение ряда оледенений аккумуля-

мулировались не только твердые осадки, но и воднорастворимые соли, возникавшие в процессах выветривания. Это соленакопление, повидимому, особенно энергично шло в некоторые межледниковые эпохи с жарким сухим климатом и пустынным типом выветривания.

Схема геологических напластований Барабы имеет, по Православлеву, следующий вид.

1) Кровля из бурых лессовидных суглинков и неправильно слоистых супесей. Есть погребенные почвы. Типичны наземные образования мощностью 30—40 м и более. Лессовидный характер до 2 м. В механическом составе 36—56 % частиц менее 0,01 мм. Ниже залегают плотные желто-бурые или серо-зеленые глины, являющиеся ложем первого горизонта грунтовых вод. Таких слоев глины несколько, и они горизонтально перемежаются с песком.

2) Толща рыхлых неправильно- и перекрестно-слоистых песков болотно-речного типа, мощностью 30—40 м.

3) Синевато- и зеленовато-серые глины, пресноводные, с растительностью болот. Мощность более 150—170 м от уреза р. Оби.

Только ниже этой свиты, по Кучину, на глубине 300—400 м, залегают подлинно морские глины.

В Барабинской низменности различают четыре основных типа грунтовых вод:

1) воды со значительным содержанием углекислых солей кальция и магния, при незначительном содержании Cl' и SO_4'' ;

2) воды, богатые щелочными бикарбонатами (содой), с незначительным содержанием кальция и магния;

3) галлоидные воды с содержанием 4—14 г Cl' на 1 л;

4) галлоидно-сульфатные воды, содержащие 6 г Cl' и 6 г SO_4'' на 1 л.

Два первых типа вод особенно отчетливо указывают на континентальный источник их засоления. Наибольшая пестрота состава засоления грунтовых вод присуща верхней 30-метровой толще пород.

Общая степень засоления закономерно изменяется таким образом, что на севере и северо-востоке преобладают воды пресные, тогда как на юго-западе 30—40 % скважин дают соленую воду.

В периоды оледенений вся Бараба, повидимому, представляла единый бассейн. После последнего оледенения и, следовательно, с устранением северного ледяного подпора произошло окончательное формирование русел рр. Оби и Иртыша, понижение базиса их эрозии и соответственно этому орографическое расчленение самой площади Барабы. Это расчленение привело к формированию здесь трех основных орографических единиц, а именно: 1) северо-северо-западной, представляющей собой бассейны рр. Тары и Оми, притоков Иртыша; 2) небольшого восточного массива сравнительно крутых склонов к р. Оби; наконец, 3) всей южной половины Барабы,

представляющей собой замкнутый бассейн оз. Чаны с впадающими в него речками Каргат, Чулым и Баган, а также других более мелких озер.

В пределах Барабинской низменности, по направлению с севера на юг, отмечается большое разнообразие климатических условий и растительности.

На юге количество осадков составляет 250—300 мм, в средней полосе 300—400 мм. На севере количество осадков возрастает до 500 мм. Растительность на юге степная. Средняя полоса представляет собой типичную лесостепь с березовыми колками. В северной части начинают преобладать лес и мхи.

Соответственно этим изменениям основных почвообразователей, почвы Барабы представлены черноземами на юге и подзолистыми почвами с типичными гипновыми и сфагновыми болотами на севере.

Специфической чертой почвенного покрова Барабы, вытекающей из ее геологического прошлого, является частое совмещение заболачивания и засоления. На юге нередко открытые солончаковые болота, по мере же движения на север заболоченные пространства хотя и опресняются сверху, тем не менее содержат в ряде случаев воднорастворимые соли в своих более глубоких горизонтах. Поэтому Барабу справедливо определяют как переходную солончаково-болотную зону.

Второй особенностью Барабинской низменности является исключительно широкое развитие солонцовых почв всякого рода, а именно: слабосолонцеватых, типичных солонцов с количеством поглощенного натрия до 50—60 % емкости поглощения и, наконец, солодей. Наличие этого рода почв позволяет заключить, что в настоящий период времени Бараба переживает фазу выщелачивания на значительной части своей территории, что связано с расчленением ее на отдельные геоморфологические области, получающие лучшие условия дренирования.

Общее соотношение площадей различных типов почв в Барабинской низменности характеризуется следующими цифрами (табл. 123).

Из этой таблицы видно, что незасоленные болотные почвы, главным образом гипновые и частью сфагновые, занимают 38,2 %. Расположены они в основном в верховьях рр. Тары и Оми.

Засоленные почвы всякого рода и почвы солонцовые составляют 24,3 % площади Барабы и занимают ее центральную часть. Взаимное расположение этих типов почв исключительно пестрое, но в общем солонцовые почвы залегают на территориях относительно (хотя и слабо) дренированных, тогда как солончаковые почвы приурочены к замкнутым, очень плоским, бессточным понижениям.

В настоящее время в Барабе можно выделить следующие основные почвенно-мелиоративные и геоморфологические районы (рис. 105).

1) Подзолисто-болотный, охватывающий весь бассейн р. Тары, верховья р. Оми и левые притоки р. Оби. Это территория сплошного распространения преимущественно гипсовых и частью сфагновых болот. Плоские повышения заняты подзолистыми почвами. Засоления нет, кроме местных луговых известковых аккумуляций.

Т а б л и ц а 123

Размер площадей, занимаемых различными типами почв
(по Б. Ф. Петрову)

Почвы	Площадь	
	в тыс. га	в %
Подзолистые	1 180,0	10,0
Лугово-черноземные и луговые .	1 279,7	10,9
Осолоделые и солоды	525,3	4,6
Торфяно-болотные	4 465,2	38,2
Черноземы	1 295,2	11,0
Солонцы и солончаки	2 294,2	19,7
Аллювиальные	191,3	1,6
И т о г о	11 230,9	96,0
Под водой	506,7	4,0
В с е г о	11 737,6	100

2) Бассейн р. Оми в ее среднем и нижнем течении почти сплошь занят слабосолонцеватыми почвами, повидимому, эволюционирующими в сторону дальнейшего остепнения. Отдельными массивами расположены черноземы, особенно западнее широты ст. Чаны. Солончаковые площади занимают наименее дренированные территории, повидимому, еще не успевшие связаться с общей гидрографической сетью р. Оми.

3) Плоский, почти безуклонный и недренированный равнинный водораздел бассейна р. Оби и оз. Чаны, простирающийся вдоль железной дороги от ст. Чаны до Обского склона.

Этот геоморфологический район характеризуется почти сплошным распространением солонцовых почв всех степеней солонцеватости. По понижениям мезорельефа широко развиты болотно-солончаковые образования. В целом район может рассматриваться как территория широкого природного рассоления и остаточных солеснакоплений.

4) Бассейн оз. Чаны и высохших озер Сумы-Чебаклы и Абышкан естественно подразделяется на два подрайона:

а) обширные склоны от Обского плато к оз. Чаны, расчлененные речками Каргат, Чулым и Баган. Это район начавшегося осушения и рассоления. Поскольку, однако, речки эти недостаточно

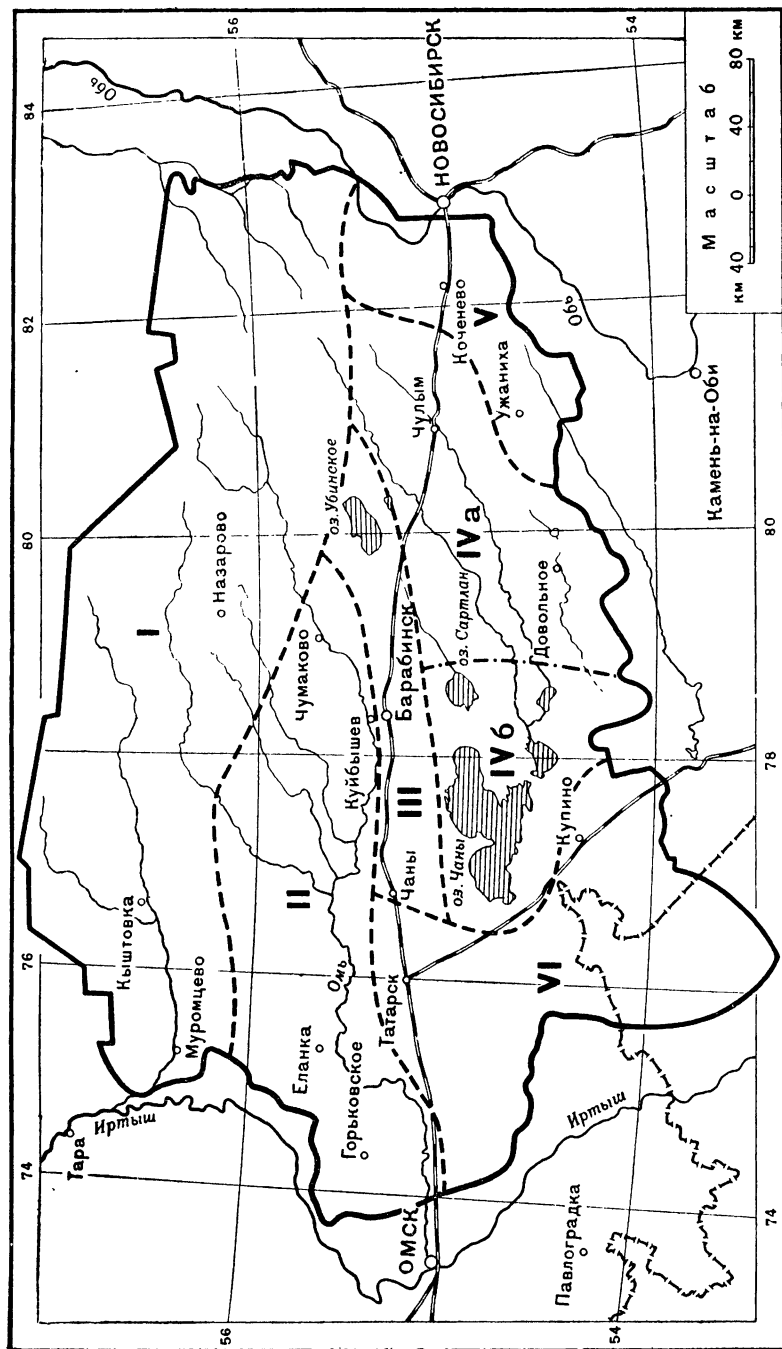


Рис. 105. Схема геоморфологических районов Барабинской низменности.

развили свои русла и далеко еще не вовлекли в орбиту своего гидрографического влияния междуречные пространства, постольку здесь сохранились заболоченные и засоленные пространства, повидимому, преимущественно остаточного характера смешанного кальциево-натриевого засоления;

б) котловины озер Чаны, Сартлан, Урюм и др. и район дельт вышеназванных рек. Это область продолжающейся современной аккумуляции воды и солей. Поэтому здесь, наряду с широким развитием солонцовых почв, приобретают громадное распространение типичные солончаки и солончаково-болотные почвы, притом, повидимому, преимущественно натриевого типа.

5) Район Обского склона наиболее хорошо дренирован и поэтому здесь господствуют незасоленные почвы: на юго-востоке черноземы, на северо-востоке подзолистые. Солонцово-солончаковые и заболоченные территории широко представлены только на Обских террасах (Колывань, Новосибирск).

6) Район очень пологого Иртышского склона занят обширными площадями черноземов и одновременно солонцеватых почв.

В целом Барабинскую низменность по степени ее дренированности можно охарактеризовать следующими ориентировочными цифрами:

- 1) хорошо дренированные территории (обский склон) — 3%;
- 2) слабодренированные территории (бассейн рр. Тары, Оми, Каргата, Чулыма, Багана) — 85%;
- 3) полностью недренированные (дельты внутренних рек и котловины озер) — 12%.

В настоящее время наиболее актуальным мелиоративным объектом в Барабе является ее центральная часть, где развито интенсивное молочное животноводство. Основным кормовым фондом здесь служат болотно-солончаковые и лугово-солончаковые площади, требующие мелиораций.

Крупные осушительные работы, направленные на улучшение поверхностного стока в реки, были начаты здесь еще в 80-х годах прошлого столетия (экспедиция Жилинского), однако, в ряде случаев они дали неблагоприятный результат. А. И. Хаинский, производивший почвенные исследования в Барабе в 1912—1913 гг. по этому поводу пишет: «Обширные мероприятия по осушению болот Барабы во многих случаях вызвали превращение высохших болот в солончаки.

Почвы же лесных лугов с осушением в свою очередь стали засаливаться, процесс засоления в грядных почвах усиливается еще благодаря интенсивному уничтожению лесов. Неоднократно встречались и такие явления, когда лес стал погибать в силу засоления местности.

Причины указанных явлений заключаются в том, что некоторые из этих болот значительно засолены уже в своем исходном состоянии.

На основании этого и других данных следует признать, что для типичных засоленных болот метод простого осушения путем сброса поверхностных вод нельзя признать рациональным и приемлемым с хозяйственной точки зрения. *

КОЛХИДСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

Колхидской низменностью называют часть побережья Черного моря в низовьях рр. Суисы, Риона, Хопи, Ингура и их притоков. Низменность лежит в области влажных субтропиков с количеством осадков около 1500 мм в год.

Поверхностными породами Колхиды являются преимущественно суглинистые и глинистые делювиально-аллювиальные отложения, выносимые с гор, окаймляющих долину с востока. Только на самом западе, в приморской полосе, они сменяются непосредственно береговыми отложениями моря. Подстилаются эти суглинки всюду песками с магнитным железняком. Мощность песков значительна и бурениями не пройдена. Характер и мощность покрывающих суглинков закономерно изменяются в направлении с запада на восток; в западной части, до горизонтали 2 м отложения наиболее тяжелые илестые, но мощность их невелика и не превышает 3 м; на восток от этой горизонтали мощность суглинков выше 3 м, а по механическому составу они более легки.

Господствующим типом растительности в условиях влажного субтропического климата является лесная и луговая, соответственно чему основными направлениями почвообразования здесь являются подзолообразование и дерновый процесс. Причем, в силу местных гидрологических условий (осадки, геоморфология и топография, гидрогеология), здесь имеются условия избыточного увлажнения, соответственно чему значительное распространение приобретает болотный процесс почвообразования. Таким образом, *в целом Колхида оказывается подзолисто-болотной областью влажных субтропиков.*

Почвы Колхиды представлены следующими категориями:

1. Речной современный аллювий.

2. Почвы повышенной предгорной части равнины:

а) слабоподзолистые; б) подзолистые; в) перегнойно-карбонатные.

* Исследованиями, проведенными ВНИИГиМ в течение ряда лет, установлено, что при осушении болот Барабинской низменности необходимо обеспечить максимальное использование всех пресных вод для нужд сельского хозяйства.

Наилучшим способом осушения является устройство редкой сети каналов в сочетании со щелевым и кротовым дренажем.

Освоение мелких засоленных торфяников должно осуществляться путем проведения безотвальной пахоты по методу Т. С. Мальцева, фрезерования торфа в 1—2 следа и прикатывания, после чего производится посев культур.

Применяя этот способ, колхозы получают высокие урожаи зерновых, овощных культур и трав. — *Ред.*

3. Почвы низких междуречных долин: а) приморские песчаные; б) примитивные приречные аллювиальные; в) аллювиально-оглеенные; г) подзолисто-глеевые; д) дерново-глеевые; е) кольматационные; ж) плавневые; з) подзолисто-глеевые сильно заболоченные; и) иловато-болотные; к) аллювиально-болотные; л) дерново-глеевые сильно заболоченные; м) торфяно-болотные осоковые и н) то же, сфагновые.

Торфяные почвы в Колхиде занимают три крупных массива (13,7 тыс. га, или 7%) в низовьях междуречья Рион—Хопи и вокруг оз. Палеостон. Происхождение этих торфяников связано, повидимому, с зарастанием мелководных бассейнов. Торф, значительно разложившийся, достигает мощности 15—16 м, пропитан водой, часто неустойчив.

Иловато-болотные почвы залегают преимущественно до горизонтали 2 м и характеризуются следующими показателями: исследованная толща около 1,2 м представляет собой тонкий вязкий ил сизовато-ржавых тонов, перемешанный с полуразложившимися остатками травяной и древесной растительности. Водные свойства этих илов, повидимому, чрезвычайно плохи. В природе вода подолгу задерживается на поверхности таких почв, при определении же водопроницаемости в лаборатории в трубках за 2 суток не наблюдалось просачивания почти ни одной капли воды. Влажность почвы весьма значительна. Химические анализы показали для некоторых разрезов довольно большую кислотность (рН до 5,5) и заметные количества закиси железа.

Все эти признаки говорят о резко выраженных явлениях заболачивания, создаваемых, главным образом, поверхностными затоплениями.

Следующий район, расположенный выше по рельефу, занят комплексом подзолисто-заболоченных почв. Здесь мы имеем дело уже с достаточно выраженными подзолистыми процессами в совокупности с резкими явлениями заболачивания, проявляющимися в оглеении горизонтов почти уже с поверхности. Накопление органического вещества незначительно, около 3%. Карбонаты вымыты на глубину 30—70 см. По механическому составу почвы не так тяжелы и содержат физической глины от 30 до 50%. Грунтовая вода залегает на глубине около 1,5 м.

В более высоких частях района залегают подзолисто-глеевые почвы с лучше выраженными чертами подзолистого процесса, с более слабыми признаками заболачивания в виде оглеения глубоких горизонтов. По механическому составу это тяжелые почвы с 46—51% физической глины. Явления заболачивания определяются здесь только временными застоями ливневых вод.

Еще выше и ближе к горам развиты подзолистые почвы без заболачивания.

Минеральные почвы по степени их заболоченности и необходимой интенсивности осушения могут быть ориентировочно разбиты на три следующие группы:

- I — слабозаболоченные и незаболоченные;
- II — среднезаболоченные;
- III — сильнозаболоченные.

Методы мелиорации Колхидской низменности разнообразны и во многих случаях должны применяться комплексно.

Одной из основных мелиоративных задач для Колхиды является устранение затоплений из рек. Эта задача решается двумя способами: 1) обвалованием берегов рек и 2) кольматированием низменности до уровней, превышающих отметки паводков.

Обвалование рек в основном закончено. Опытный кольматаж осуществлен на значительной площади.

Следующим мероприятием должно быть урегулирование ливневых вод, скатывающихся в изобилии с гор по руслам на низменности.

Далее, как на источник заболачивания можно указать на обильные атмосферные осадки.

В условиях Колхидской низменности в течение 10 месяцев в году осадки значительно превышают испарение и часто носят ливневый характер. Максимальный, отмеченный в Поті, ливень дал за сутки 200 мм осадков. Осадки свыше 70 мм в сутки наблюдаются в среднем три раза в год.

При полной недостаточности поверхностного стока, в силу ничтожно малого уклона и наличия западин, а также очень плохой водопроницаемости почв, воды осадков нередко покрывают почвы на длительный срок.

Отсюда следует, что задачей мелиорации здесь является ускорение поверхностного стока, что может быть достигнуто устройством системы открытых канав на расстоянии 100—200 м одна от другой. На межканавных пространствах должны устраиваться «квали», т. е. выпуклые гряды шириной 3 м и высотой 40—60 см.

Для слабозаболоченных и незаболоченных почв достаточной окажется только водосборная сеть, для среднезаболоченных необходимо совмещение водосборной сети и квалей.

Что касается сильнозаболоченных почв, то названный комплекс мероприятий пригоден лишь для периода первоначального освоения, но недостаточен для обеспечения полного развития многолетних культур и получения высоких и устойчивых урожаев.

Водосборная сеть и квали сбрасывают большую часть поверхностных вод, однако совершенно недостаточно обезвоживают толщу почв, принадлежащих к третьей мелиоративной группе, для того, чтобы обеспечить в них нормальное развитие корневых систем растений и течение физико-химических и биологических процессов окисления. При этом нужно учитывать, что с течением времени процент сбрасываемой квалями воды уменьшается, вследствие невозможности поддерживать их непрерывно в состоянии идеальных гидравлических условий для стока, а также улучшения физических свойств почвы и, следовательно, увеличения ее фильтрационной способности.

Таким образом, квали нужно рассматривать, как обязательное мероприятие для первоначального периода освоения, но недостаточное для получения устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур. Высказывавшееся предположение о том, что дренаж в глинистых заболоченных почвах Колхиды не будет работать, должно быть полностью отклонено. * Практика показала, что он работает здесь, как обычно на осушаемых минеральных почвах, давая существенное обезвоживание почвенной толщи при модулях стока от десятых долей секундо-литра и до 10 секундо-литров.

По сравнению с квалями эффективность дренажных сооружений более высока. При этом необходимо учитывать, что работа дренажа постепенно будет улучшаться одновременно с улучшением физических свойств почвы.

Для первых лет эксплуатации абсолютный эффект дренажных сооружений, за исключением, может быть, наиболее густо расположенных (через 5 м), должен быть признан недостаточным. Поэтому для почв третьей группы необходимо совмещение дренажа и квалей, тем более, что нет никакой необходимости загружать дренаж пропуском через него всей массы поверхностных вод.

Такое совмещение квалей и дренажа обеспечит наиболее быстрое улучшение свойств почвы, совершенно нормальное развитие корневой системы культур и полную эффективность агротехнических мероприятий на сильнозаболоченных землях.

Земли этой группы расположены по преимуществу в западной части Колхиды, наиболее ценной по климатическим условиям для разведения субтропических культур.

В этой зоне водосборной сети должно быть придано такое расположение и размеры, чтобы она обеспечивала дренажный сток без подпоров дренажных сооружений.

Вопрос об орошении в Колхиде может возникнуть, повидимому, лишь в трех случаях: 1) при плохой агротехнике и поверхностном распространении корней, когда водный режим становится неустойчивым; 2) при очень высокой агротехнике и при желании получить рекордные урожаи, когда необходимо совершенно уйти от случайностей неравномерного естественного увлажнения; 3) при возделывании культур огородного типа, высеваемых несколько раз в год и развивающих корневые системы преимущественно в верхнем пахотном горизонте.

Необходимо, однако, помнить, что орошение в Колхиде может дать положительный эффект лишь на фоне хорошего дренажа.

В настоящее время орошение различных культур целесообразно подвергнуть широкому опытному изучению.

В заключение необходимо отметить роль интенсивного осушения и дренажа для обеспечения зимостойкости субтропических культур.

* В глинистых заболоченных почвах может удовлетворительно действовать только густая дренажная сеть. Редкая же сеть не обеспечивает своевременного удаления избыточных вод. — *Ред.*

Как известно, в Колхиде наиболее влажным периодом являются август — сентябрь. В этот период субтропические культуры часто начинают второй цикл вегетации, и молодые ветви, не успев одревеснеть, идут в зиму и обмерзают. Это вредно отражается на урожайности культуры.

Для того чтобы предотвратить вторую вегетацию, необходимо хорошо осушить почвы, что может быть достигнуто, по крайней мере для почв третьей категории, только совмещением всех элементов осушительных сооружений, а именно — водозаборов, квалей и дренажа.

ПОЧВЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, НЕОБХОДИМЫЕ ДЛЯ ПРОЕКТИРОВАНИЯ И ЭКСПЛУАТАЦИИ ОСУШИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

Всякому проектированию осушительных систем должно предшествовать почвенно-мелиоративное обследование территории.

На основе почвенных исследований решаются следующие основные мелиоративные задачи: 1) устанавливают принципиальные схемы мелиораций, требующиеся для типов почв, имеющих место на данной территории; 2) на основании этого выбирают для мелиорации лучшую по почвенным условиям площадь, удовлетворяющую поставленным народнохозяйственным требованиям; 3) устанавливают почвенные расчетные элементы, необходимые для технического проектирования и эксплуатации системы; 4) дают сельскохозяйственную характеристику почв и, если нужно, растительных ассоциаций.

Основные схемы мелиораций определяются прежде всего условиями водного питания заболоченных почв: грунтового безнапорного, напорного, атмосферного, делювиального, аллювиального. Соответственно этому первой задачей почвенных исследований является возможно более полное установление условий заболачивания каждого контура почв данной территории на основе геоморфологического, гидрогеологического и топографического анализа. Торфяные почвы исследуются всегда во всей толще торфяной залежи до минерального дна, минеральные заболоченные почвы — по крайней мере до 3—5 м глубины.

Почвенными показателями для установления расчетных элементов осушения являются степень заболачивания (оглеение и оторфованность) и водные свойства почвенной толщи. Возможно подробнее должны быть охарактеризованы степени оглеения почв по горизонтам и степени их оторфованности. Одновременно необходимо определить все формы кислотности (обменную, гидролитическую, актуальную), что даст основу для расчета химических мелиораций (известкование, гипсование).

Фильтрационные свойства почв являются основным расчетным элементом при проектировании дренажных сооружений. Они могут быть частично охарактеризованы механическим и агрегатным

анализом минеральных почв, степенью разложения и ботаническим составом торфяных почв. Лучше, однако, характеризовать фильтрационные свойства почв прямыми определениями на монолитах или в поле методом откачек или по Х. А. Писарькову из наблюдений за грунтовыми водами.

Скорости впитывания воды в почву при разных влажностях являются основой для расчета величин поверхностного стока, и потому они также должны быть определены.

Для уяснения проектного (после осушения) режима влажности почвы необходимо определить ее предельную влагоемкость, величину и характер водоотдачи. Так как обычно проектная глубина уровня грунтовой воды лежит в пределах 80—120 см, то предельную влагоемкость и водоотдачу следует определять для колонн этой мощности с уровнем грунтовой воды внизу. Величина предельной влагоемкости (Π) даст характеристику запаса воды по горизонтам почвы, остающуюся после осушения. При сопоставлении с величиной порозности (P) она характеризует аэрацию почвы. И, наконец, нижняя часть графика предельной влагоемкости даст характеристику высоты и степени насыщенности капиллярной зоны.

Параллельно, определения скорости капиллярного поднятия будут характеризовать условия подпитывания грунтовыми водами корнеобитаемой зоны и возможности регулирования влажности почвы методом шлюзования осушительной сети. Водоотдача должна быть определена не только суммарно, как разность $P - \Pi$, но и в форме кривой водоотдачи во времени. Наконец, весьма важно установить для основных почвенных разностей суточные и сезонные величины потерь на испарение с поверхности почвы при разных состояниях поверхности поля и влажности почвы, соответствующих, по возможности, условиям проектируемого севооборота. Эти определения следует сделать или в поле на площадке, или в лаборатории на монолитах (какие возможно).

Для характеристики агрономических свойств почв следует произвести обычные определения количества питательных элементов и установить тип и степень разложения торфа. Исследования последних лет показали, что в некоторых торфах (и, по-видимому, в других кислых почвах) для нормального развития культурных растений не хватает так называемых микроэлементов (марганец, бор и др.) и среди них особенно часто меди; поэтому испытания на микроэлементы для заболоченных почв также необходимы.

В качестве графического материала в результате почвенных исследований должна быть дана карта генетических типов и разностей почв, карта почвенно-мелиоративных районов и отдельные наиболее существенные почвенно-гидрогеологические профили.

Кроме заболоченных почв описанных выше тип в, осушительные мелиорации осуществляются в ряде случаев на болотах

минерализованных или засоленных, т. е. содержащих в себе вредные воднорастворимые соли, а также в поймах степных рек, также часто засоленных. Во всех этих случаях нужно детально исследовать характер засоления, чтобы получить необходимые показатели для рационального регулирования солевого режима почвы.

ГЛАВА VII

ЗОНЫ СТЕПНОГО, СОЛОНЦОВОГО И СОЛОНЧАКОВОГО ТИПОВ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Общая характеристика. Область степного, солонцового и солончакового почвообразования формируется в континентальных частях зоны умеренного и субтропического климата, где годовая сумма осадков оказывается всегда меньше суммы потерь на испарение, т. е. в условиях отрицательного водного баланса.

В Советском Союзе эта область занимает громадное пространство степей и полупустынь от западной границы с Румынией до Дальнего Востока и от южной границы подзолисто-болотной области до границы с Афганистаном и Ираном, в Средней Азии и Закавказье.

В почвенном отношении область разбивается на следующие почвенные зоны, начиная с севера на юг: 1) зона черноземов; 2) зона каштановых и бурых почв и 3) зона сероземов.

С этими зонами почв степного типа почвообразования закономерно совмещаются почвы солонцового и солончакового типов следующим образом: в черноземной зоне, в специфических геоморфологических и топографических условиях, появляются солонцы и редко солончаки; в каштаново-бурой зоне солонцовые почвы становятся равнозначным с каштановыми почвами компонентом почвенного покрова, а в ряде случаев даже преобладают; солончаки здесь все еще относительно редки; в зоне сероземов равнозначным с ними или часто преобладающим компонентом почвенного покрова становятся солончаки, а солонцы встречаются лишь спорадически. Таким образом, по общему характеру почвенного покрова область можно разбить на три зоны, а именно: 1) черноземную с незначительным участием солонцов, 2) каштаново-солонцовую и 3) сероземно-солончаковую.

В мелиоративно-хозяйственном отношении эти три зоны также существенно различны. Черноземная зона является зоной исконной культуры пшеницы и сахарной свеклы без орошения; орошение в прошлом применялось здесь лишь на отдельных незначительных участках огородных и садовых культур. Каштаново-солонцовая зона является также пшеничной и вместе с тем наиболее подверженной периодическим засухам и неурожаем; оро-

шение здесь было развито также крайне слабо. * Сероземно-солончаковая зона является зоной исконного орошения и развития таких специфических ценных культур, как хлопчатник, рис, виноград и др. В наше время орошение в этой зоне интенсивно развивается и совершенствуется, что позволило, в частности, обеспечить Советский Союз своим хлопком.

ЧЕРНОЗЕМНАЯ ЗОНА

Черноземные почвы. Черноземы — наиболее типичные почвы степного типа почвообразования. Они распространены в северной части степной области и развиваются при несколько большем количестве осадков, чем каштановые почвы.

Существенная черта черноземов — их значительная гумусность. Ясно окрашенные гумусом горизонты распространяются обычно до глубины 60—80 см, а иногда достигают 100 и 120 см. Весовое количество гумуса колеблется от 4,5 до 10—12%; качественно это преимущественно гумусовые соединения.

По количеству гумуса, мощности гумусовых горизонтов и другим морфологическим признакам различают следующие разновидности чернозема (Глинка): выщелоченный; мощный, или тучный; обыкновенный, или средний; южный, или бедный; приазовский, или предкавказский.

Первые четыре разновидности последовательно сменяют одна другую по направлению с севера на юг. Распределение и количество гумуса в них показано в таблице 124.

Т а б л и ц а 124

Количество гумуса в различных черноземах

Глубина (в см)	Весовой процент гумуса				
	выщелочен- ный чернозем	мощный чернозем	обыкновенный чернозем	южный чернозем	предкавказ- ский черно- зем
1—5	8,0	10,5	7,0	4,5	4,0—6,0
20—25	6,5	9,0	5,5	3,0	Окрашен
40—45	5,0	7,5	4,0	1,5	часто
60—65	3,5	6,0	2,5	1,0	до
80—86	2,0	4,5	1,0	0,5	140 см
110—120	0,5	1,5	0,5	—	

Из этой таблицы видно, что для черноземов характерно весьма равномерное и постепенное уменьшение количества гумуса книзу.

Одним из существенных следствий большой гумусности черноземов является их хорошая зернистая структура, прочно спемантированная органическим веществом и слабо размокающая

* В настоящее время в указанных зонах осуществляется строительство крупных гидроэлектростанций, на базе которых значительно расширяются площади орошаемых земель (Цимлянская ГЭС, Каховская, Куйбышевская, Сталинградская и др.). — *Ред.*

в воде. Примерное соотношение структурных элементов в черноземной почве приводится в таблице 125.

Таблица 125

Характер структурных элементов в черноземе

Разновидности черноземов	Размеры зерен (в мм)							0,25 и менее
	10—7	7—5	5—3	3—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	
Мощный	—	2,40	15,02	19,80	31,95	12,63	8,10	10,10
Выщелоченный	0,44	1,19	13,50	12,20	35,33	14,98	11,12	11,24

Здесь около трети зерен обладает размером 1—2 мм.

Следствием структурности черноземов являются особо благоприятные водно-воздушные их свойства, выражающиеся в большой предельной влагоемкости (рис. 106) и одновременно значи-

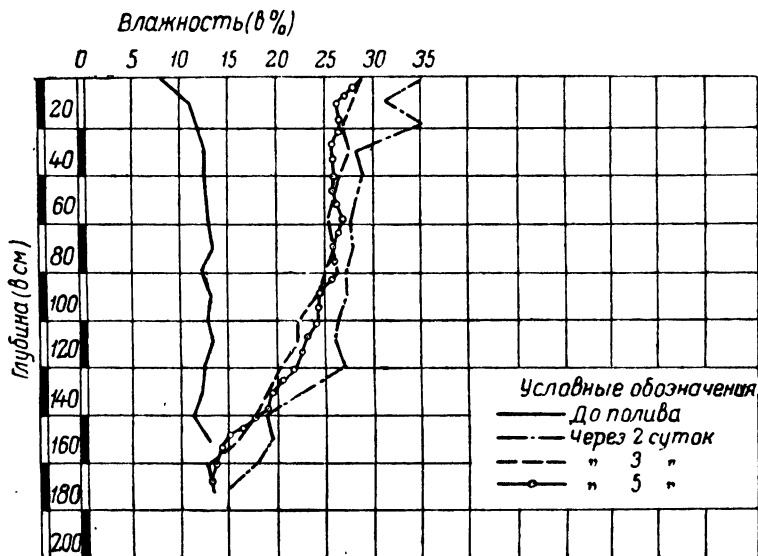


Рис. 106. Предельная влагоемкость южного чернозема.

тельной порозности (табл. 126), хорошей водопроницаемости и аэрации.

Высокая предельная влагоемкость почвы определяется пропитыванием водой тонкокапиллярной массы структурных отдельных частей, а водопроницаемость и аэрация создаются наличием межструктурных полостей и ходов. Эти водно-воздушные свойства являются особо благоприятными как с общей сельскохозяйственной, так и специально мелиоративной точки зрения.

**Объемный вес и порозность чернозема Каменноостепной
опытной станции (по А. Ф. Лебедеву)**

Горизонты и глубины (в см)	Объемный вес	Порозность (в %)
Горизонт А		
0—10	1,16	56
10—20	1,12	58
20—30	1,24	53
Горизонт В		
30—40	1,24	53
40—50	1,37	49
50—60	1,34	49
Горизонт В ₁		
60—70	1,44	46
70—80	1,44	46
Горизонт С		
80—90	1,59	41
90—200	1,64	39

Из числа названных выше разновидностей худшей и наименее прочной структурой обладают черноземы южные и предкавказские.

Другие важные в мелиоративном отношении признаки типичных черноземов следующие: воднорастворимые соли обычно вымыты на значительную глубину (4—5 м) и количество их не превышает 0,1% (табл. 127). Гипс встречается часто с глубины 2—3 м, а

Таблица 127

**Водная вытяжка (3-минутная) из тучного (мопного) чернозема
Тамбовской опытной станции (в процентах, по Л. И. Прасолову)**

Составные элементы	Горизонты (в см)					
	1—5	20—25	40—45	60—65	80—85	100—110
Сухой остаток	0,091	0,090	0,079	0,082	0,089	0,085
Общая щелочность: в HCO_3' . . .	0,018	0,019	0,017	0,019	0,040	0,047
SiO ₂	0,006	0,007	0,005	0,004	0,003	0,004
Cl'	Нет			Следы		
SO ₄ '	0,002	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001
Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃	0,004	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002
CaO	0,013	0,012	0,014	0,017	0,027	0,026
MgO	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002	0,003
С у м а K ₂ O + Na ₂ O	0,012	0,013	0,009	0,011	0,010	0,011

известь выщелочена на 50—100 см. Перемещения по профилю полуторных окислов (железа и алюминия) обычно не наблюдается.

Бескарбонатность черноземов, с мелиоративной точки зрения, должна рассматриваться, как некоторый отрицательный признак, так как при орошении известь является существенной защитой от разрушения поглощающего комплекса и структуры, а с другой стороны, при возможном засолении, хотя бы и слабом, она является буфером, затрудняющим развитие солонцеватости.

Поглощающий комплекс черноземов насыщен главным образом кальцием с небольшим участием (10—20% от емкости) магния. Общая емкость поглощения гумусных горизонтов значительна, в среднем она составляет около 50 м.-экв., а в ряде случаев достигает 95 м.-экв.; в нижних горизонтах емкость опускается до 20—30 м.-экв.

Оценивая перечисленные признаки черноземов с мелиоративной точки зрения, нужно признать, что типичные черноземы являются безупречным объектом орошения.

Однако орошение может разрушить структуру чернозема, и потому при орошении таких почв необходимо применение соответствующих агротехнических мероприятий (посев трав, уменьшенные нормы полива, дождевание и пр.) для поддержания и восстановления структуры.

Южные черноземы обладают несколько худшими физическими свойствами (меньшая структурность) и меньшей выщелоченностью воднорастворимых солей, появляющихся здесь часто уже на глубине 1,5—2 м.

В ряде частных случаев, при особых условиях залегания, в черноземах (особенно южных) развивается солонцеватость и даже возникают типичные солонцы, преимущественно содовые.

Черноземная зона представляет обширную территорию, простирающуюся от юго-западных границ Советского Союза до верховьев р. Амура. Северная граница черноземов проходит на западе примерно около 50, а за Волгой по 55 параллели.

По общему характеру гидрогеологических условий и самого почвообразования (а следовательно, и с мелиоративной точки зрения) черноземную зону можно подразделить на две части: а) лежащую в европейской части Советского Союза и б) залегающую на равнине Сибири.

Черноземная зона европейской части СССР. Почвы этой зоны развиваются вообще на разнообразных материнских породах (делювий, древний аллювий — террасы рек, элювий коренных пород), но господствующую роль здесь играют так называемые лессы (до р. Волги).

Лессы — это своеобразная рыхлая порода, характеризующаяся в своем типичном выражении следующими признаками: 1) слоистостью в вертикальном разрезе; 2) значительной пористостью

(поры часто имеют вид трубочек); 3) высокой карбонатностью (10—20% CaCO_3); 4) однородностью механического состава, с резким преобладанием (до 70—80%) частиц пыли диаметром от 0,05 до 0,005 мм; 5) палево-желтым цветом; 6) хорошо выраженной способностью удерживаться (при достаточной плотности) в вертикальных обрывах; 7) хорошей водопроницаемостью.

Мощность европейских лессов значительна и часто превышает 10 м.

Вопрос о происхождении лессов остается до настоящего времени окончательно невыясненным. Наиболее существенными можно считать следующие гипотезы.

1) Эоловая гипотеза происхождения европейских лессов, наиболее подробно развитая акад. Тутковским. Сущность ее сводится к следующему. Над надвигавшимся с севера ледником господствовал антициклон и, следовательно, воздушные токи (ветры) направлялись главным образом с севера на юг. Опускаясь вниз, токи нагревались, высушивали и развеивали предледниковые осадки. Грубые песчаные элементы оставались на месте, а тонкая пыль уносилась на юг, где постепенно оседала и образовывала ту породу, которую называют лессом.

В настоящее время эта гипотеза имеет немного сторонников: во-первых, самые условия возможности развеивания достаточно сложны и трудно доказуемы; во-вторых, ряд существенных свойств самих лессов не оправдывается гипотезой. К таким свойствам относится наличие в ряде случаев в толще лессов валунов, а также обычно теснейшая связь лессовых толщ с подстилающими их породами, например моренами.

2) В настоящее время наиболее приемлемой гипотезой происхождения лессов является представление об отложении лессовых пород из ледниковых вод. Воды сортировали измельченный ледниковый материал и затем, широко разливаясь по равнинной территории юга Советского Союза, не имевшей еще в то время вполне разработанных речных долин, всюду в области медленных течений и разливов отлагали только тонкую пыль, которая, постепенно оседая, и образовала сравнительно однородную толщу лессов.

С точки зрения этой гипотезы затруднительно, однако, объяснить характерную для лессов рыхлость и порозность, обычно не свойственные водным наносам.

3) Л. Берг выдвинул мысль о том, что в вопросе о происхождении лессов следует различать два момента, а именно: а) процесс отложения породы и б) процесс приобретения этой породой свойств лесса. Наблюдения в природе показывают, что в подходящих условиях почти все породы — глинистые, суглинистые и даже супесчаные, коренные, делювиальные и аллювиальные — могут приобрести характер типичных лессов. Такими условиями являются выветривание и почвообразование в условиях сухого и жаркого климата. Существо самих этих процессов остается еще

недостаточно выясненным, но в основном, повидимому, оно связано с насыщением поглощающего комплекса кальцием. С этой точки зрения южнорусские лессы могут быть признаны породами, отложившимися из ледниковых вод и позднее изменившимися в условиях сухого климата в сторону приобретения лессового характера.

Существенными мелиоративными чертами южнорусских лессов являются их относительно слабая засоленность воднорастворимыми солями и хорошая водопроницаемость. Слабая засоленность связана с происхождением лессов из малозасоленных коренных пород, разрушавшихся ледником. Имевшееся все же незначительное количество солей выщелочено из верхних слоев лесса, благодаря достаточному количеству осадков и хорошей его водопроницаемости.

Поглощающий комплекс лессов считается обычно насыщенным главным образом кальцием. Однако глубокие слои лессов слабо исследованы в этом отношении. Имеющиеся данные дают основание считать, что с глубиной увеличивается доля участия в составе поглощенных катионов магния. На некоторой глубине, повидимому, не исключено участие и поглощенного натрия.

Грунтовые воды на территориях с залеганием лесса обычно находятся на глубине более 15—20 м. По химическому составу они могут быть как пресными, так и солоноватыми.

В значительном числе случаев зеркало грунтовых вод имеет ясно выраженный уклон, отвечающий общим уклонам местности, и потому здесь следует признать наличие грунтового потока.

Для значительных территорий черноземной зоны европейской части Советского Союза является характерным сильное развитие овражной сети. Овраги, достигая значительной глубины, дренируют местность. С этой точки зрения овражная сеть является благоприятным мелиоративным признаком, так как исключает возможность поднятия здесь грунтовых вод при орошении. Однако в ряде случаев рост овражной сети приобрел угрожающий характер, неотложной мелиоративной задачей является их закрепление. Дренажные свойства их от этого не страдают.

Наряду с описанным характером местности в черноземной зоне встречаются плоские широкие бессточные водоразделы. Для них характерно широкое развитие местных неглубоких понижений. В северной части зоны центры таких понижений часто покрыты осиновыми кустами с заболоченными и оподзоленными почвами, вокруг же них располагаются кольцом комплексы луговых солонцовых почв. На юге Украины такие понижения носят название «подов». Площади их значительны, заняты комплексом луговых, часто солонцеватых почв. Грунтовые воды здесь повышены и имеют затрудненный отток.

Такие водораздельные пространства не вполне благоприятны с мелиоративной точки зрения. Орошение может вызвать на таких

землях заболачивание, а сами почвы частично нуждаются для улучшения их физических свойств в химизации.

Кроме водоразделов и подов, солонцовые комплексы, преимущественно с содовыми солонцами, в черноземной зоне часто встречаются в области древних и современных речных долин, а также на шлейфах склонов к ним. Эти пониженные территории часто являются наиболее доступными и, следовательно, первоочередными объектами орошения. Однако почвенный покров и гидрогеологические условия здесь менее благоприятны, и мелиоративная оценка их оказывается более низкой, чем это установлено для типичных (идеальных) черноземов.

Черноземная зона Сибири. Черноземы Сибири вообще, и Западно-Сибирской равнины особенно, занимающие обширные пространства, существенно отличаются от европейских по следующим основным мелиоративным признакам:

нет типичных лессовых отложений. Материнскими породами являются суглинки и глины (реже супеси), лишь в верхней части приобретающие признаки лессовидности. Вследствие этого водные свойства этих пород здесь хуже, чем у лессов;

солевой состав пород также значительно хуже, чем лессов. Как общее правило, породы Сибири уже с небольших глубин сильно соленосные. Это обстоятельство объясняется близким подстиланием третичных соленосных морских осадков и общей очень слабой дренированностью сибирских равнин, способствовавшей процессам континентального соленакопления;

черноземные степи то плоские, то увалистые, обычно очень слабо обеспечены стоком. Здесь нет развитых овражных систем и часто обширные области представляют собой местные замкнутые водосборы с озерами и болотами в центре;

соответственно этому грунтовые воды здесь часто поднимаются довольно близко к поверхности (до 2—3 м) и при этом обычно соленые. Оттока грунтовых вод или нет или он очень слаб. Поэтому здесь даже ледниковые отложения часто соленосны (Бараба, Кулунда), так как солям некуда было выщелачиваться;

в полном соответствии с описанными условиями почвообразования, для зоны сибирских черноземов характерно широкое развитие солонцеватых разновидностей черноземов, солонцов и местами солончаковых (содержащих воднорастворимые соли на небольших глубинах — 70—90 см) почв. В ряде районов комплексность настолько сильно выражена, что типичные черноземы по площади играют подчиненную роль.

Оценивая все эти условия с мелиоративной точки зрения, необходимо отметить, что орошение сибирских равнин в ряде случаев будет создавать угрозу быстрого подъема минерализованных грунтовых вод и, следовательно, вторичного засоления. При этом засоление, повидимому, часто будет натриевым и последующая мелиорация таких почв потребует химизации.

Признавая типичные черноземы первоклассным объектом орошения, следует различать в пределах черноземной зоны три основных типа их залегания: 1) хорошо дренированные склоны, где орошение не создает угрозы засоления и лишь диктует некоторые агротехнические приемы, способствующие поддержанию структуры; 2) бессточные равнины и плоские водоразделы с широко развитыми солонцовыми комплексами; 3) области шлейфов, склонов и речных долин также с солонцовыми комплексами. Последние два типа залегания черноземных почв в мелиоративном отношении стоят значительно ниже первого и в каждом частном случае проектирования орошения требуют тщательного исследования.

КАШТАНОВО-СОЛОНЦОВАЯ ЗОНА

Непосредственно южнее черноземов распространены каштановые и далее на юг бурые почвы.

Отношение бурых почв к сероземам, с одной стороны, и к каштановым — с другой, до настоящего времени не установлено с полной ясностью ни в смысле генетической их связи, ни в отношении географического распространения. Л. И. Прасолов на своей почвенной карте относит бурые почвы в одну группу с сероземами. Наоборот, К. Д. Глинка хотя и выделяет бурые почвы в самостоятельную группу, однако при описании почвенных зон объединяет их с каштановыми, чем признает, очевидно, их близкую родственную связь. С практической мелиоративной точки зрения мы считаем более удобным объединить бурые почвы с каштановыми. Основанием к этому служит как солевой режим этих почв, так и обычное проявление в них солонцеватости. Поэтому ниже мы и будем рассматривать бурые и каштановые почвы как одну зону.

Каштановые и бурые почвы являются более южными, чем черноземы, представителями степного типа почвообразования. Они развиваются в условиях несколько более сухого климата (ориентировочно 150—350 мм осадков), чем черноземы. Соответственно этому растительный покров здесь более слабый, он короче вегетирует и оставляет после отмирания меньшую массу органических остатков для гумусообразования.

Количество гумуса в бурых почвах составляет около 2%, а в каштановых — около 3,5—4,5%, поднимаясь иногда до 5%. По степени гумусности различают светлобурые и темнобурые почвы, а среди каштановых — светлокаштановые, каштановые и темнокаштановые разновидности. Степень гумусности в общем возрастает с юга на север. В каштановых почвах гумусовый горизонт ясно выделяется по своей окраске, мощность его составляет 30—40 см и как максимум достигает 60 см. В бурых почвах гумусовый горизонт обычно окрашен слабо и с трудом отличим по этому признаку от других горизонтов.

В каштановых почвах гумусовый горизонт часто обладает

ясно выраженной комковатой структурой, тогда как бурые почвы обычно бесструктурны, пылеваты.

Поглощающий комплекс типичных каштановых почв насыщен кальцием и частично магнием и, следовательно, обладает высокими качествами с сельскохозяйственной и мелиоративной точек зрения. Общая емкость поглощения каштановых почв измеряется 25—30 м.-экв. Однако такие типичные почвы встречаются в природе сравнительно редко.

Характерной и широко развитой чертой каштановых почв является их солонцеватость, химически выражающаяся в присутствии натрия в поглощающем комплексе, а морфологически проявляющаяся в наличии непосредственно под гумусовым горизонтом уплотненного бурого горизонта В.

Количество поглощенного натрия может быть различным (обычно от 5 до 20% к общей емкости поглощения), и хотя часто не достигает значений, непосредственно вредных для растений, тем не менее физические свойства таких почв всегда ухудшаются, и потому этот признак является отрицательным и с сельскохозяйственной и с мелиоративной точек зрения.

Степень солонцеватости в общем закономерно изменяется следующим образом: она слаба в темнокаштановых почвах, нарастает в каштановых, максимально выражена в светлокаштановых и обычно вновь заметно падает в бурых почвах. Таким образом, по признаку солонцеватости наиболее отрицательными в мелиоративном отношении являются области распространения светлокаштановых почв.

По степени выщелоченности перечисленные почвы распределяются в правильный убывающий ряд от темнокаштановых к бурым. Ориентировочно можно принять следующие глубины залегания воднорастворимых солей (в количестве более 0,2%): темнокаштановые почвы — в конце второго метра от поверхности, каштановые — во втором метре, светлокаштановые — в конце первого метра и бурые почвы — уже в первом полуметре. В солонцеватых разностях всех почв солевой горизонт, как правило, поднимается ближе к поверхности.

Оценивая глубины залегания воднорастворимых солей с сельскохозяйственной и мелиоративной точек зрения, можно отметить следующее: в темнокаштановых и каштановых почвах залегание солей таково, что оно практически не влияет на нормальное развитие растений. Подъем солей вверх при орошении без прямого подпора уровня грунтовых вод или невозможен, или во всяком случае сильно затруднен. В светлокаштановых почвах солевые горизонты уже могут вредить глубоко корнящимся культурам. Подъем солей вверх при увлажнении возможен, хотя и затруднен. В бурых почвах солевые горизонты настолько близки к поверхности, что нормальное развитие корневых систем здесь несомненно затруднено. Подъем солей вверх при увлажнении может осуществляться здесь достаточно легко.

Таким образом, по признаку засоления наименее удовлетворительным объектом являются бурые почвы, а также солонцеватые разности светлокаштановых почв, солевые горизонты в которых поднимаются на ту же высоту, как и в бурых почвах. Если, однако, учесть, что солонцеватые светлокаштановые почвы, кроме воднорастворимых солей, содержат в себе еще и поглощенный натрий, по сумме этих обоих признаков наихудшим сельскохозяйственным и мелиоративным объектом в рассмотренном ряду почв нужно признать светлокаштановые солонцеватые почвы.

Известь (CaCO_3) обычно выщелочена из верхних горизонтов как каштановых, так и бурых почв. Это наблюдается на большей части территории Европейской части Советского Союза и Сибири. Такое положение с мелиоративной точки зрения является отрицательным по двум причинам: 1) отсутствие извести понижает устойчивость структуры почвы при орошении и 2) облегчает развитие солонцового процесса как при подъеме солей снизу, так и при использовании для орошения солоноватой воды.

Каштановые и бурые почвы занимают обширную область, как в Европейской, так и в Азиатской части Советского Союза. Северная граница зоны может быть намечена по таким пунктам: Крымский перешеек, Сталинград, далее за р. Урал по 50 параллели через Актюбинск и Казалинск на Семипалатинск, за которым зона уже деформируется горными массивами. Ширина зоны с севера на юг в степных областях достигает 600—700 км.

Несмотря на громадную протяженность зоны по широте и долготе, здесь можно отметить ряд общих существенных мелиоративных черт.

Важнейшие из них следующие.

1. Почти на всем протяжении зоны почвообразование протекает на породах не лессового характера. Так, на побережье Черного и Азовского морей почвообразующей породой являются шоколадные глины послетретичного возраста, но неопределенного происхождения; в Поволжье широчайшее распространение имеют осадки Каспийской трансгрессии и так называемые сыртовые глины; в Сибири почвообразование идет преимущественно на продуктах выветривания третичных пород и частью на ледниковых отложениях.

Все эти породы, по сравнению с лессами, характеризуются, как общее правило, меньшей карбонатностью и рыхлостью и часто значительно большей соленосностью своих толщ. Признаки эти очень существенны не только с точки зрения почвообразования вообще, но и в прямом мелиоративном отношении.

Каштановые и бурые почвы на лессе широко распространены только в Юго-Восточном Казахстане (бывшее Семиречье) и частью на Северном Кавказе. Соответственно этому общий характер почвенного покрова оказывается здесь более однородным и более высокого качества.

2. Господствующим типом рельефа каштановой и бурой зон

является плоская или слабо волнистая равнина, со слабым поверхностным стоком. Ввиду относительно незначительного количества осадков и слабо расчлененного рельефа поверхностные водотоки в виде овражных и балочных систем здесь слабо развиты. В противоположность этому часто широко представлены замкнутые плоские впадины, являющиеся местными водоприемниками поверхностного стока. Это так называемые лиманы и поды, превращающиеся иногда, при достаточной глубине их, в более или менее постоянные мелкие озера и разливы.

3. Грунтовые воды каштаново-солонцевой зоны большей частью глубокие в своем первобытном состоянии, примерно 6—20 м и более от поверхности земли, но, как общее правило, они обладают весьма слабым оттоком или даже совершенно бессточны. Они обычно засолены и нередко значительно (более 5 г солей на 1 л). В силу этого при орошении в рассматриваемой зоне чаще всего приходится считаться с вероятностью быстрого подъема уровня грунтовых вод к поверхности.

4. Самой важной чертой почвенного покрова зоны является большая его пестрота, или так называемая солонцевая комплексность. Основными элементами, слагающими этот комплекс, являются солонцы, солонцеватые почвы, лиманные почвы и частью солончаки.

В основной части зоны весьма редко можно встретить скольнибудь значительные массивы сплошного залегания каштановых и бурых почв — основных почв зоны. Обычно они испещрены пятнами солонцов и солонцеватых почв, которые занимают редко 10%, а чаще 25—50 и даже 75% всей площади. Поэтому данная зона с одинаковым правом может называться «солонцевой зоной».

Самый характер солонцевых почв и их мелиоративная оценка были подробно рассмотрены нами выше.

Кроме солонцов, иногда существенную пестроту в почвенный покров вносят лиманы. Общая схема почвенного покрова области лимана имеет следующий вид: центральная часть лимана занята темноцветной, гумусной, почвой, развивающейся под воздействием луговой растительности. Благодаря весеннему избыточному увлажнению эти почвы обычно выщелочены от воднорастворимых солей, но одновременно они часто солонцеваты. В естественном своем состоянии лиманы являются луговыми угодьями, но нередко распахиваются под посевы без орошения. Грунтовые воды под лиманами всегда повышены по сравнению с окружающей степью, но одновременно и опреснены. Орошение лиманов может давать хорошие результаты, однако при непременном условии исключения поднятия уровня грунтовых вод. Поднятие же этого уровня осуществляется здесь быстро благодаря повышенному исходному его положению и полной бессточности.

По периферии лимана нередко располагается узкая полоса солончаковых почв, а далее более широкая зона солонцов и солонцевых почв. Последние постепенно переходят в нормальные каштановые или бурые почвы. При наличии многих лиманов, рас-

положенных недалеко друг от друга, солонцовые зоны их могут сливаться между собой, и тогда «нормальные» почвы сохраняются лишь пятнами или даже полностью исчезают.

На основании изложенного можно установить следующий общий принцип мелиоративной оценки рассматриваемой зоны.

Зона характеризуется комплексностью почвенного покрова. В состав комплекса могут входить почвы степного типа почвообразования (каштановые и бурые), солонцы, лиманные почвы и солончаки. Сельскохозяйственная и мелиоративная ценность их различна. Поэтому долей участия в почвенном покрове каждой разновидности, или, вообще говоря, *степенью комплексности, и определяется в каждом частном случае ценность той или иной территории в пределах зоны*. Наибольшая комплексность свойственна подзоне светлокаштановых почв; к северу, в области каштановых и темнокаштановых почв, и к югу, в области бурых почв, комплексность уменьшается.

Учитывая всю сумму охарактеризованных выше свойств зоны, а именно — ее географические, топографические, гидрогеологические и, наконец, почвенные условия, нужно констатировать, что в целом это довольно сложный объект мелиоративного использования. Исключением могут являться лишь области предгорных лессовых равнин.

Заволжье. На громадном протяжении в 650 км с севера на юг, от Куйбышева до Каспийского моря, залегают последовательно следующие почвенные зоны: черноземная, каштановая, солонцовых комплексов и бурая (рис. 107). По условиям залегания здесь следует различать три основные области: а) область сыртов, б) область Каспийской низменности и в) область речных террас р. Волги и ее притоков.

Область сыртов. Областью сыртов называют возвышенную волнистую равнину, занимающую все пространство между р. Волгой на западе, возвышенностью общего сырта на востоке, р. Самаркой на севере и примерно широтой устья р. Еруслана на юге. Общее падение сыртовой равнины на запад, к Волге, и с севера на юг примерно от 170 до 40—30 м над уровнем моря.

Сырты сложены желто-бурыми неслоистыми глинами с углекислой известью континентального происхождения, связанного, повидимому, с ледниковыми водами. Они расчленяются по глубине на следующие слои, начиная сверху (Ф. П. Саваренский):

- 1) желто-бурые глины, иногда рыхлого элювиального характера. Мощность на водоразделах до 30 м;
- 2) глины коричнево-бурые, мощность до 20—25 м;
- 3) глины красно-бурые, иногда переходящие книзу в пестрые и зеленовато-серые. Мощность 10—15 м;
- 4) глинистые слоистые подсыртовые пески.

Механический состав сыртовых отложений вообще тяжелый. Количество частиц меньше 0,01 мм составляет 50—75%. В юго-западной части (западнее меридиана, проходящего через Красный

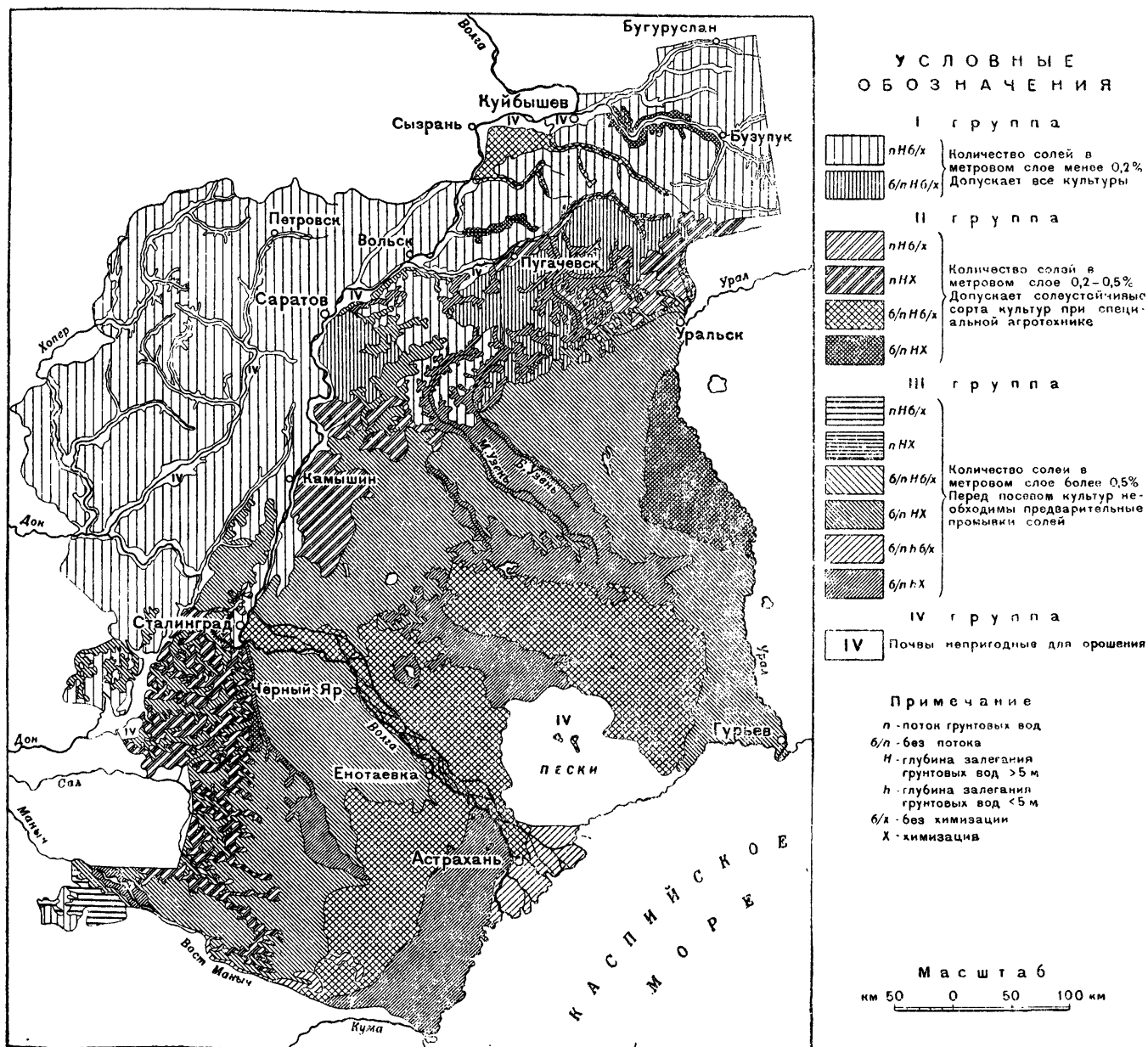


Рис. 107. Карта засоления и солонцеватости почв Поволжья.

Кут) сырты опесчанены и местами здесь на поверхность выходят пески. Сложение сыртовых глин плотное, фильтрационная способность их мала.

Сыртовые отложения засолены сульфатами и хлоридами. Однако поверхностные слои их выщелочены, причем это выщелачивание на севере достигает глубины 2,5—3 м, тогда как на юге оно не превышает 1 м. В нижних горизонтах количество солей достигает 2%. Вообще несколько больше выщелочены западные опесчаненные сырты.

Основной постоянный горизонт грунтовых вод лежит в подсыртовых песках на севере на глубине до 55 м и на юге до 15 м. Мощность водоносного горизонта 3—10 м, уклон его с севера на юг около 0,0004. Часто отмечается напор, достигающий высоты 30 м.

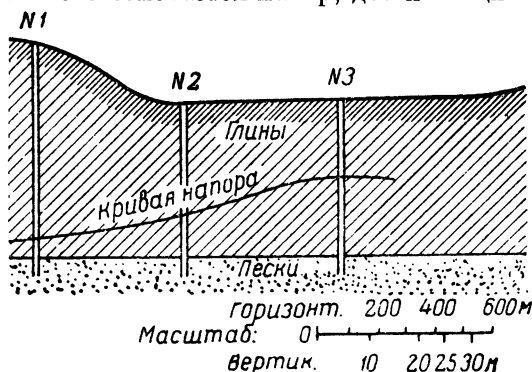


Рис. 108. Кривая напора грунтовых вод в Заволжье (Саваренский).

На севере водоносный горизонт (пески) поднимается до 60 м абсолютной высоты и прорезывается рр. Иргизом и Камеликом, которые, таким образом, дренируют его. Наоборот, на юге русла рр. Большого и Малого Узеней, а также Еруслана лежат выше песчаной толщи и потому скорее питают ее водой.

Эти основные грунтовые воды обычно засолены, количество солей в них достигает 30—50 г на 1 л. В составе солей преобладают хлориды.

Весьма важной чертой местных грунтовых вод является слабая их горизонтальная подвижность, что видно из следующих наблюдений Ф. П. Саваренского.

В 1915 г. им были заложены 3 скважины к северо-западу от г. Новоузенска близ с. Лаптевки: одна на гребне узкого сырта, простирающегося от водораздела к востоку в сторону долины Большого Узеня на отметке 56,59 м, вторая у подножья склона этого сырта на отметке 43,43 м и третья на середине балки (Сербинской), расширяющейся ниже с. Лаптевки в широкую долину, сливающуюся с террасой р. Большого Узеня на отметке 44,88 м (рис. 108).

Все три скважины прошли толщу глин и на отметке 15—16 м встретили водоносный горизонт песков, воды которого обладали

различным качеством и различной высотой напора, что видно из приводимых ниже данных (табл. 128)

Т а б л и ц а 128

Изменение напора и минерализации грунтовых вод по элементам рельефа

Местоположение скважины, ее дебит и химический состав воды	№ 1 на бугре	№ 2 у подножья бугра	№ 3 в долине
Абсолютная отметка устья (в м)	56,59	43,43	44,88
» » водоносного . .			
горизонта (в м)	15,85	15,77	14,90
Вода встречена на отметке (в м) . .	15,85	15,77	19,36
Напор (в м)	3,44	8,30	10,67
Абсолютная отметка уровня напора (в м)	12,29	24,07	30,00
Дебит (в л/сек)	Незначительный	150	360
Плотный остаток (в мг на 1 л)	8 544	4686	591
Cl' (в мг на 1 л)	3 480	1984	26
SO ₃ '' (в мг на 1 л)	931	365	44

Как видно из таблицы 128, грунтовая вода под дном балки обладала значительным напором и дебитом и была совершенно пресной, тогда как под бугром напор и дебит были незначительны, а минерализация сильная *.

В силу малой водопроницаемости сыртовых глин для них характерно, по крайней мере для южной зоны, частое нахождение верховодки или хотя бы ясного избыточного увлажнения так называемых заплывов.

По условиям расчлененности поверхности и рельефа сыртовая область легко подразделяется на две части: 1) восточную и северную часть (севернее рр. Камелика и Иргиза), значительно расчлененную реками и балками и, соответственно этому, обладающую большими местными уклонами, и 2) западную и южную часть (бассейны рр. Большого и Малого Узеней и Еруслана), характеризующуюся слабой расчлененностью и малыми местными уклонами.

Ориентировочно площади по величине уклона могут быть распределены следующим образом (табл. 129).

Из таблицы видно, что к югу количество площадей с малыми уклонами сильно возрастает, площади же со значительными уклонами исчезают совсем.

Почвенный покров северной части сыртовой области (включая бассейн р. Камелик) представлен обыкновенными и южными черноземами. В тех и других воднорастворимые соли обычно выщелочены на глубину до 2,5—3 м. Эта наиболее дренированная часть

* Наличие повышенного уровня пресных вод в балке свидетельствует не о напорных водоносных горизонтах, а об обычном для степи залегании пресных вод в виде повышенных пресных линз над центрами инфильтрации депрессиями (балками, впадинами, блюдцами). — Ред.

сыртовой области может быть оценена как вполне надежный объект орошения, не угрожаемый в отношении вторичного засоления.

Т а б л и ц а 129

Типы рельефа сыртовой области		
Районы	Процент площади с уклонами	
	0,001—0,01	0,025—0,05
Восточный	6,8	21,0
Центральный	22,25	27,1
Южный	70,5	0,0

На отдельных небольших территориях, приуроченных или к шлейфам склонов, или к выходам коренных пород (Татарский ярус), черноземы становятся иногда солонцеватыми и появляются даже солонцы. Эти площади отзывчивы к химизации (гипсование), они менее выщелочены, часто угрожаемы по подъему грунтовых вод и, следовательно, могут засоляться.

Почвенный покров южной части сыртовой области представлен разновидностями каштановых почв. Выщелоченность воднорастворимых солей варьирует здесь от 2,5 м для темнокаштановых почв до 1 м для светлокаштановых. Для этих почв очень характерно широкое развитие признаков солонцеватости, которая возрастает от темнокаштановых к светлокаштановым разновидностям. Однако на водоразделах солонцеватость не достигает таких степеней, чтобы серьезно понизить сельскохозяйственную и мелиоративную ценность почв. Наоборот, на шлейфах склонов солонцеватость почв часто значительно возрастает и появляется много типичных солонцов; почвенный покров приобретает характер типичных солонцовых комплексов, вследствие чего сельскохозяйственная и мелиоративная ценность таких территорий сильно понижается.

Грунтовые воды на шлейфах склонов обычно залегают на уровне 8—10 м от поверхности, и угроза дальнейшего поднятия их после орошения становится здесь реальной.

К а с п и й с к а я н и з м е н н о с т ь. Сыртовая область по направлению на юг, на отметках 40—30 м, переходит в Каспийскую низменность не крутым, но заметным склоном, который получил название сыртового уступа.

Каспийская низменность занимает громадную территорию от сыртов вплоть до Каспийского моря и в общем представляет собой идеальную, совершенно бессточную равнину. На всем протяжении между Волгой и Уралом ни одна река, ни один водоток не рассекает эту равнину. С сыртов сюда стекает всего две речки, Большой и Малый Узени, но они при выходе на равнину скоро теряют свое русло и разливаются по обширным плоским впадинам.

Древнедельтовый тип строения присущ многим частям **К а с п и й с к о й н и з м е н н о с т и.** Характерной и важной чертой

устройства ее поверхности является громадное количество местных, очень мелких, плоских понижений, так называемых лиманов. Размеры лиманов различны — от нескольких гектаров до сотен квадратных километров. Все лиманы являются местными приемниками поверхностного стока. Наиболее глубокие лиманы сохраняют иногда воду в своих центральных частях в течение всего года, однако громадное большинство их обычно пересыхает уже в середине лета.

Геологически Каспийская низменность сложена следующей свитой каспийских отложений, начиная снизу: 1) глины и пески

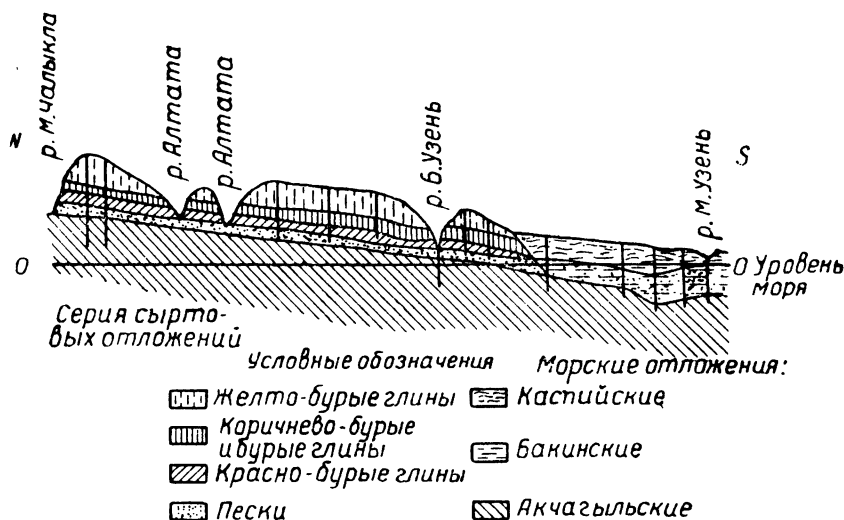


Рис. 109. Схематический разрез Заволжья (Саваренский).

Бакинского яруса, лежат непосредственно на Акчагыльских слоях; 2) пески и глины Хазарского яруса; 3) континентальные суглинки Ательского яруса; 4) глины и пески Хвалынского яруса.

Выше осадков Хвалынского яруса с морской фауной часто залегает еще свита слоев с фауной пресноводной или совсем без фауны, которые, начиная снизу, располагаются следующим образом: 1) грязнобурые и темносине-серые глины с пресноводной фауной; 2) пески с пресноводной фауной; 3) шоколадные сланцеватые глины; 4) бурые лессовидные суглинки.

Вся эта последняя свита полупресноводных отложений в своем залегании часто прерывиста и неустойчива. Кроме самой низменности, эти осадки проникают и далеко на север, в сыртовую область, по долинам рек, особенно Еруслана, Большого и Малого Узеней.

Общая схема строения низменности с показом строения сыртов дана на рисунке 109. В этой схеме нужно отметить два момента: 1) каспийские отложения покрывают сыртовые глины, т. е. отло-

жились позднее их, и 2) подсыртовые водоносные пески непосредственно переходят в бакинские отложения.

Общая водоносность Каспийской низменности вследствие ее бессточности больше водоносности сыртовой области. Питание грунтовых вод осуществляется здесь не только за счет атмосферных осадков, но и за счет поверхностного стока с сыртов. Первый горизонт грунтовых вод залегает часто в Хвалынских осадках на Ательских суглинках. Второй, более постоянный горизонт воды приурочен к Хазарским пескам. Глубина грунтовых вод варьирует от 3—4 и до 30—40 м от поверхности. Грунтовые воды практически бессточны и сильно засолены.

Существенную гидрологическую роль в Каспийской низменности играют лиманы. Являясь аккумуляторами поверхностного стока, они одновременно представляют собой области наибольшего питания грунтовых вод, более высокого их уровня, выщелачивания грунта и опреснения грунтовых вод.

Эта роль лиманов ярко выявлена следующим исследованием Ф. П. Саваренского.

В бассейне лимана Липин (в 20 км к юго-западу от с. Александров Гай) площадью до 5 км² и глубиной 0,7 м было заложено четыре скважины: одна в степи, в 128 м от края лимана, остальные в лимане на расстоянии 170, 490 и 980 м от первой. В каждой скважине исследована минерализация грунтовых вод на разных глубинах.

Как выяснилось, верховодка в степи сильно минерализована, в лимане же она относительно пресная, и это опреснение простирается до глубины 17 м от поверхности. Одновременно и дебит верховодки в лимане значительно больше, чем в степи.

Почвенный покров Каспийской низменности представлен следующими типами:

1) в лиманах залегают темноцветные луговые почвы, часто солонцеватые; 2) все межлиманные пространства заняты обычно ярко выраженным комплексом светлокаштановых почв, солонцеватых и солонцов.

Воднорастворимые соли наиболее выщелочены из лиманных почв, в комплексе же сухой степи засоление резко возрастает от светлокаштановых почв к солонцам. Эта закономерность изменения степени засоления ясно видна из цифр, приводимых в таблице 130 (из' анализов Францессона) и рисунка 110.

Оказывается, что лиманная почва промыта на всю 6-метровую толщу, в каштановой почве максимум солей в 2% лежит на глубине 150 см, в солонцеватой почве — на 115 см и в солонце — всего на 35 см от поверхности.

Доля участия в почвенном покрове солонцовых почвенных разновидностей неодинакова для отдельных территорий и часто поднимается до 50 и 75%. В силу этого все эти комплексы почв приходится квалифицировать не только как солонцовые, но и как резко засоленные в корнеобитаемой зоне.

Степень засоления различных почв района г. Новоузенска

Показатели	Засоленность почв (в % от абсолютно сухой навески)						
Темноцветная почва							
Глубина (в см)	0,8	20—30	40—50	70—80	100—115	200—210	550—600
Плотный остаток	0,104	0,096	0,088	0,180	0,104	0,100	0,138
Светлокаштановая почва							
Глубина (в см)	0—20	20—30	53—63	105—115	150—160	200—210	
Плотный остаток	0,108	0,092	0,116	0,536	2,140	0,612	
Светлокаштановая солонцеватая почва							
Глубина (в см)	0—10	22—31	57—67	125—135	200—210		
Плотный остаток	0,100	0,110	0,324	2,190	1,496		
Солонец							
Глубина (в см)	0,10	14—22	35—45	50—60	110—120	190—200	300—310
Плотный остаток	0,154	0,396	2,284	1,084	0,848	2,180	2,160
							450—460
							750—760
							0,658
							0,498

Степень солонцеватости почв варьирует очень сильно: повидимому солонцеватые почвы в большинстве случаев содержат 10—20% иона натрия от общей емкости, в солонцах же количество поглощенного натрия редко поднимается выше 30%.

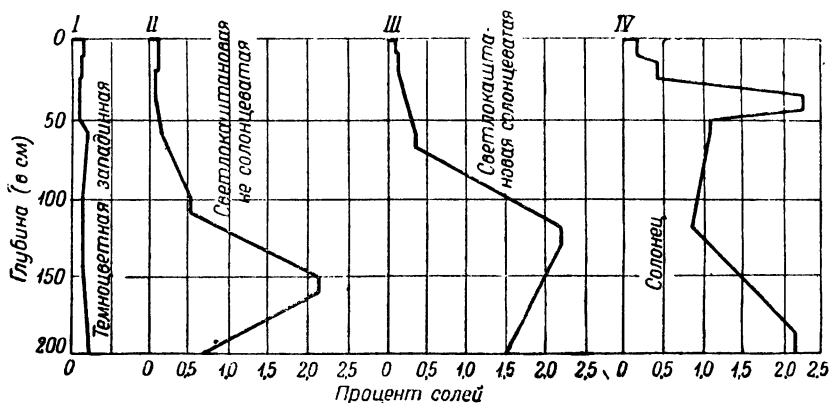


Рис. 110. Сравнительное распределение общего количества солей в почвах комплекса Каспийской низменности близ Новоузенска.

На основании всей суммы приведенных здесь характеристик территорию Каспийской низменности в целом приходится оценивать как объект неблагоприятный в мелиоративном отношении, так как она одновременно и сразу требует и широкой химизации

и промывок. А так как грунтовые воды здесь сравнительно неглубоки и совершенно бессточны, то очевидно, что осуществлять промывки придется с применением дренажа.

При практическом выборе для орошения отдельных территорий необходимо, однако, учитывать, что геоморфологически Каспийская низменность представляется весьма разнообразной и сложной. Разнообразие геоморфологических условий несомненно будет отвечать разнообразию почвенных и гидрогеологических условий. Следовательно, можно ожидать, что подробные исследования позволят установить наличие здесь мелиоративных объектов различной ценности (принцип оазисного орошения).

Учитывая же, что по климатическим условиям Каспийская низменность остро нуждается в орошении, подробные исследования здесь необходимы. С другой стороны, в мировой мелиоративной практике нет почти опыта орошения солонцовых комплексов, почему представляется весьма затруднительным теоретически определить те реальные трудности, которые здесь могут встретиться при мелиорации. С этой точки зрения было бы весьма желательно заложить в Каспийской низменности достаточно крупную опытно-хозяйственную ирригационную систему, на которой и выяснить элементы мелиоративного и сельскохозяйственного освоения этого рода территорий.

Область речных террас. Волга и большинство рек Заволжья имеют значительно развитые древние аллювиальные террасы, представляющие ирригационный земельный фонд, но с рядом специфических черт.

Волга имеет три древние террасы, не считая современной пойменной. Первая из них, надпойменная, возвышается над меженью на 8—10 м, развита сравнительно слабо и иногда еще заливается паводками.

Наиболее развита вторая терраса, возвышающаяся над меженью на 20—25 м. Южнее впадения р. Еруслана она сливается с Каспийской низменностью. Сложена эта терраса преимущественно суглинками, с прослойками песков и тяжелых глин шоколадного цвета. Эта аллювиальная свита по сравнению с прочими осадками Каспийской низменности значительно менее соленосна и соответственно этому почвенный покров ее характеризуется меньшим развитием солонцовых комплексов. Грунтовые воды здесь слабо обследованы, но в общем лежат на глубинах ниже 10 м. Они представляют одну скатерть с грунтовыми водами сыртовой области, питаются ими и потому в большинстве случаев минерализованы. Во время паводков на Волге грунтовые воды испытывают кратковременный подпор, а в остальное время стекают в Волгу.

Третья терраса Волги возвышается над меженью на 40 м и особенно мощно развита у Самарской луки, между рр. Мочей и Чагрой. Она сложена слоистой песчано-глинистой свитой, с участием делювия сыртов. Грунтовые воды находятся на глубине 25—30 м и сравнительно опреснены (около 2 г воднорастворимых солей

на литр). Почвенный покров в основном представлен террасовыми черноземами.

Довольно значительный участок террасы сохранил следы бывшего аллювиального происхождения в виде заболоченной территории (район Майтуга), вокруг которой расположены солончаки и солонцы. При развитии орошения на этой террасе и прилегающих сыртах можно ожидать общего подъема грунтовых вод.

Кроме р. Волги древние террасы значительны на рр. Самарке, Иргизе, Большом и Малом Караманах и на Узеньях. Почвенно-геологические условия этих террас весьма пестры и существенно различаются не только на отдельных реках, но часто и в пределах одной реки, на разных ее участках. Эта пестрота часто связана с геологическим характером того водосбора, по которому данный участок реки проходит, и с выносами, из которых он формируется. В силу этого практическая мелиоративная оценка террас местных рек может быть лишь строго локальной, на основе специальных детальных обследований. Такие обследования сейчас производятся в связи с задачей использования на орошение местного стока, для наших же целей достаточно отметить некоторые общие черты, характерные для террас и отличающие их от сыртов.

В большинстве случаев террасы возвышаются над уровнями рек на 10 и 20 м, тем не менее дренированность их недостаточна. Объясняется это тем, что террасы сложены обычно суглинистой и глинистой аллювиальной толщей, с недостаточным развитием грубозернистых дренирующих слоев.

Грунтовые воды залегают на глубине от 5 до 20 м от поверхности и характеризуются слабой горизонтальной подвижностью. Следствием этого является частая засоленность их и очень большая пестрота минерализации по отдельным точкам террасы.

Все речные террасы как в прошлом, так и в настоящем являются зонами аккумуляции солей, сносимых с водоразделов, и потому как почвы, так и грунты террас обычно более засолены, чем на сыртах. Поскольку все же в настоящее время на террасах господствуют нисходящие токи воды, постольку здесь характерным является развитие по преимуществу не солончаков, а солонцов. Поэтому среди сыртовой области речные террасы, как общее правило, заметно выделяются большей комплексностью почвенного покрова и иногда даже преобладающим развитием солонцов.

Таким образом, в целом почвенный покров речных террас является сложным и трудным объектом, с сельскохозяйственной и мелиоративной точек зрения. При решении вопросов мелиорации этих земель необходимо учитывать особенности отдельных участков.

Бассейн р. Терека. Бассейн р. Терека охватывает три крупные орографические области, а именно: 1) область Главного Кавказского хребта; 2) области так называемых передовых хребтов, наконец, 3) область депрессии Терека. Мы остановимся на освещении последних двух областей, так как в них располагаются

возможные объекты орошения. Общий земельный фонд бассейна Терека, пригодный для орошения, составляет около 2 млн га.

О б л а с т ь п е р е д о в ы х х р е б т о в. Эта область представлена системой Терского и Сунженского хребтов, занимающих междуречье Терек — Сунжа. В системе имеется ряд депрессий, более или менее равнинных и выполненных мягкими породами ледникового, флювиогляциального или делювиального происхождения. Характерной чертой этих депрессий являются их замкнутость и почти полная бессточность. Поэтому всегда, когда они выполнены делювиальными суглинками, они являются в той или иной степени соленосными, что находится в связи с соленосностью самих передовых хребтов и всех поверхностных и грунтовых вод, стекающих с них. Примером такой депрессии является Алхан-Чуртская долина. Другие равнинные территории этой области располагаются преимущественно на древних речных террасах, более обеспеченных стоком, и дренированных и потому менее соленосных. Примером такой равнины является малокабардинская система. Приведем основные черты характеристики этих двух типов равнин.

1. Алхан-Чуртская межгорная долина имеет до 70 км длины и 10—12 км ширины. Общее падение ее с запада на восток значительно (с 286 до 140 м, что на 80 км дает уклон около 0,002), но тем не менее в силу пересеченности рельефа это падение недостаточно для обеспечения быстрого стока и, следовательно, выноса всех солей делювиальных потоков. Эти же топографические условия не вполне благоприятны и для механизации сельского хозяйства.

Почвенный покров в основном представлен черноземами (местами переходящими в каштановые почвы), развивающимися на делювиальных лессовидных суглинках. В этом смысле он благоприятен для сельского хозяйства и мелиорации, но требует некоторого добавочного увлажнения.

Вместе с тем черноземный покров не является здесь сплошным: он часто разрывается солонцеватыми почвами, залегающими по днищам и склонам многочисленных балок и логов. Особенно значительно участие солонцовых почв в почвенном покрове по тальвегу равнины, который в своей восточной части переходит в комплекс с солонцами. Степени солонцеватости выражены резко. Конкретная характеристика местных солонцов следующая: гумусовая окраска отмечается на глубину до 80—100 см, содержание гумуса в поверхностном горизонте достигает 7%. По механическому составу солонцы сильно глинисты, частицы меньше 0,01 мм составляют 82—92%. Карбонатность слабая и неоднородная — иногда вскипают отдельные участки профиля, иногда с поверхности. Это отрицательный признак. Количество поглощенного иона натрия (в м.-экв.) значительно: в горизонте 1—5 см — 9,2; на глубине 15—20 см — 14,5; в слое почвы 40—50 см — 16 (разрез № 45).

Необходимо отметить отсутствие определений общей емкости поглощения, но если ее принять ориентировочно равной даже

40 м.-экв., то процент натрия по горизонтам составит 23, 36 и 40.

Это явно отрицательный показатель как с сельскохозяйственной, так и мелиоративной точек зрения. Засоление этих разностей также значительно (табл. 131).

Т а б л и ц а 131

Количество растворимых солей в водной вытяжке (в процентах)

Глубина (в см)	Плотный остаток	Cl'	SO ₄ ''	Щелочность (в НСО ₃ ')
1—6	0,091	0,058	Следы	0,046
15—20	0,363	0,034	»	0,088
40—50	0,323	0,102	»	0,088
80—85	0,674	0,160	0,010	0,067
140—150	1,014	0,117	0,334	0,039
240—250	2,017	0,135	0,914	0,024

Угроза вредного влияния солей здесь налицо. Причина развития солонцовых комплексов заключается, с одной стороны, в том, что балки и тальвеги аккумулируют делювиальные потоки, несущие соли, а с другой стороны, повидимому, в широком подстипании тальвега тяжелыми водонепроницаемыми и засоленными зеленовато-оливковыми глинами. Эти глины характеризуются следующими признаками: 1) скважность очень низка, всего 23%; 2) фильтрационная способность также очень мала. Испытание 10-сантиметрового столбика с глубины 340—350 см дало следующие результаты: при напоре в 4 см первая капля просочилась через 337 час. 50 мин., а в последующие 191 час 30 мин. профильтровалось всего 15 см³ воды; 3) глины соленосны (табл. 132).

Т а б л и ц а 132

Содержание солей в водной вытяжке (в процентах)

Глубина (в см)	Плотный остаток	Cl'	SO ₄ ''
80—85	0,574	0,160	0,010
140—150	1,014	0,117	0,334
240—250	2,017	0,135	0,914

Итак, основные черты характеристики Алхан-Чурта могут быть сформулированы следующим образом:

- а) сравнительно малая потребность в орошении;
- б) преобладание благоприятного почвенного покрова в виде черноземов, но на беспокойном рельефе, затрудняющем механизацию;
- в) значительное развитие солонцовых разностей, тяжелых для сельскохозяйственного освоения и могущих явиться очагами развития заболачивания и засоления.

Малокабардинская система является элементом надтеречной равнины. Древняя терраса представляет собой аккумуляционную равнину шириной 7—15 км, протяжением около 150 км, слабо наклоненную на север и почти совершенно не расчлененную; на всем этом протяжении она пересечена лишь двумя руслами: каньоном р. Курпа на западе и долиной р. Ачкишки на востоке. Переход в нижнюю террасу совершается резким уступом за исключением самой западной части, где переход постепенен.

Сложена надтеречная терраса лессовидными карбонатными суглинками со включениями и иногда прослойками гальки, а также 3—4 погребенными гумусовыми горизонтами. Характерным для почвогрунтов террасы является хорошая водопроницаемость. Засоление наблюдается с третьего метра, что видно из приводимой ниже таблицы 133.

Т а б л и ц а 133

Содержание воднорастворимых солей в грунтах
надтеречной террасы (в процентах)

Глубина (в см)	Плотный остаток	Cl'	SO ₄ '
140—150	0,070	Следы	Нет
290—300	0,127	0,022	0,045
390—400	0,277	0,023	0,300

Для данных грунтов характерны просадки.

Грунтовые воды находятся на глубине около 10 м, минерализация их характеризуется показателями: 0,5 г на литр плотного остатка, 0,02 г Cl' и 0,15 г SO₄'. На первой луговой террасе грунтовая вода поднимается до 3—5 м, причем содержание солей в ней достигает 0,84 г плотного остатка, 0,06 г Cl' и 0,34 г SO₄'.

Почвенный покров представлен переходными черноземами и темнокаштановыми почвами, иногда слабосолонцеватыми.

В мелиоративном отношении район очень неблагоприятен ввиду просадочности, но, повидимому, почти безопасен с точки зрения засоления.

О б л а с т ь д е п р е с с и и р. Т е р е к а. Депрессией р. Терек называют восточную часть Предкавказской впадины, отделенную от западной, кубанской ее части линией Пятигорье — Ставропольское плато.

На севере эта впадина ограничивается Манычами, на юге р. Терек, а на востоке Каспийским морем.

Это обширное равнинное пространство делится на четыре геоморфологические области.

1. Черско-Малкская наклонная равнина обнимает собой бассейны многих рек между рр. Черек, Баксан, Малка, впадающих в Терек с левой стороны. Представляет собой систему междуречных грив, сложенных галечниками и прикрытых маломощной свитой суглинков и песков.

Это область террасовых черноземов в верхних частях и аллювиальных наносов, большей частью галечниковых, в нижних частях.

2. Суглинистая степь — вся область, расположенная на север от рр. Малки и Терека до р. Кумы. На востоке граничит с так называемой песчано-суглинистой степью, начинающейся несколько восточнее меридиана, проходящего через г. Моздок. В целом это обширная слабоволнистая равнина, лишь с редкими более глубокими балками, как, например, балка Горькая.

В этой суглинистой степи расположены основные объекты мелиорации — системы Терско-Смирновская на западе и Терско-Кумская на востоке.

3. Песчано-суглинистый массив, расположен непосредственно на восток от суглинистой степи между отметками 120 и 20—30 м.

4. Приморская равнина и дельта Терека. Высотная отметка от 20—30 до 26 м.

Рассмотрим две последние области подробнее.

1) Суглинистая степь (именуемая также Моздокскими степями) представляет собой междуречье рр. Кумы и Терека, узкое на западе и сильно расширяющееся на восток в виде основания треугольника. Все это обширное равнинное пространство внутри расчленено тремя понижениями — водотоками, направляющимися с юго-запада на северо-восток, а именно: Горькая балка, Сухая падина и р. Кума. Более или менее постоянный водоток поддерживается лишь на р. Куме благодаря искусственному подпитыванию из р. Малки (Кумо-Марьинский канал).

Долины всех этих водотоков резко асимметричны, причем правый берег их всегда крутой, а левый пологий. Таким образом, в каждом междуречье мы имеем преимущественное развитие южных и юго-восточных склонов. Для этих склонов, вообще очень пологих, характерны вторичные, очень пологие ложбины, вытянутые в том же северо-восточном направлении, и широкие плоские бессточные западины.

Происхождение всей этой суглинистой равнины связано с деятельностью мощных потоков ледникового происхождения, почему рельеф вообще носит ясно выраженный характер древних речных террас. Особенно ясно эти террасы выражены на междуречье Терек — Кума.

Верхняя терраса представляет здесь широкую равнину, простирающуюся от Кумы на юг почти до канала имени Ленина, где она, не доходя до него 0,5—1 км, крутым уступом переходит в среднюю террасу. Последняя — также идеальная равнина на юг к р. Тереку, где она, не доходя до него 2—3 км, крутым уступом переходит в современную долину Терека.

На север от Кумы вначале идет слабый подъем, а затем волнистый равнинный склон к балке Сухая падина. На всем этом пространстве Моздокской степи совершенно нет сколько-нибудь выра-

женных водотоков. Все пространство между р. Терек и Сухой падиной и является Терско-Смирновским районом орошения.

Вся область суглинистой степи сложена мощной, до 200 м, свитой континентальных древнеаллювиальных или флювиогляциальных отложений глинистого и суглинистого, часто лессовидного характера, лишь иногда с переслаиванием песками. Грунты в некоторой мере просадочны. Характерно, что галечники не дают здесь сплошного подстилания, а залегают лишь отдельными рукавами, повидимому, в соответствии с древними руслами водных потоков.

Грунтовые воды верхних террас лежат на глубинах 20—35 м в галечниках, песках или же просто в песчаных суглинках. Качество их весьма различно: в галечниках и песках вода обычно удовлетворительная, в суглинках же хуже и иногда плохая. Так, у хутора Молоканского она содержит 1887 мг Cl' и 2316 мг SO_4 на литр.

Географически намечается следующее распределение вод по солености: наиболее пресны воды между Терек и каналом имени Ленина; между этим каналом и Кумой иногда встречаются пресные воды, севернее же Кумы воды сплошь горько-соленые. Таким образом, общий горько-соленый бассейн грунтовых вод отмечается между каналом имени Ленина (р. Неволька) и р. Кумой.

Почвенный покров Моздокской степи (преимущественно в пределах Терской системы) представлен переходными черноземами в западной и юго-западной частях и различными разновидностями каштановых почв.

Черноземы характеризуются содержанием 4—5% гумуса, карбонатностью с поверхности (1—3% CO_2) и слабой засоленностью поверхностных горизонтов.

До глубины 150—200 см сухой остаток обычно не превышает 0,06%, SO_4 и Cl' отсутствуют или же содержатся их следы. С конца второго или третьего метра количество солей резко увеличивается, поднимаясь до 0,1%, в том числе до 0,05% SO_4 и до 0,1% Cl' . С этих глубин обычно отмечается наличие гипса.

В темнокаштановых почвах количество гумуса понижается до 3%, а степень засоления несколько возрастает, а именно: Cl' в количестве 0,02—0,03% отмечается иногда с глубины 50 см и, как правило, со 150 см, плотный остаток в количестве около 0,5% обычен в самом начале третьего метра.

Каштановые почвы характеризуются еще меньшей гумусностью, чем темнокаштановые (ниже 3%), и примерно таким же распределением солей.

Оценивая все приведенные характеристики, можно констатировать следующее:

а) почвы района обладают высокой сельскохозяйственной ценностью — без орошения на них возделываются зерновые культуры, плодовые и виноград (в области каштановых почв) и технические культуры;

б) потребность в орошении незначительна и усиливается по направлению на северо-восток;

в) возможность засоления при самотечных способах полива хотя и незначительна, но не исключена, тем более что режим грунтовых вод еще не изучен;

г) характерной чертой местных почв является слабо выраженная солонцеватость;

д) местные грунты просадочны и дают трещины с просветом от 20 до 70 см.

2) Песчано-суглинистый массив расположен непосредственно на восток от Моздокских степей вплоть до дельты Терека и Каспийского моря, а с севера на юг от Терека до Кумы. Этот массив носит название песчано-суглинистой полупустыни.

По своему происхождению эта область представляет собой, повидимому, зону контакта в непосредственно послеледниковый период каспийской трансгрессии и пресных ледниковых вод. Этим и объясняется чрезвычайная сложность конфигурации этой области, пестрота геологических отложений, грунтовых вод и почв.

Господствующими породами здесь являются пески, хотя встречаются суглинки и глины.

Характерным является для всего района высокое залегание грунтовых вод — от 0,5—1 и до 10—15 м.

Минерализация грунтовых вод также крайне пестра — от почти пресных до горько-соленых, но преобладают все же воды слабоминерализованные в песках и соленые в супесчаных отложениях.

Схематически всю эту область можно разделить на следующие зоны, начиная с юга на север: 1) зона притеречных бурунных песков; 2) зона озерная песчано-суглинистая и 3) зона прикумских песков.

По направлению с запада на восток область также неоднородна и здесь следует выделить обширную меридиальную полосу, пограничную с описанными суглинистыми степями Моздока и собственно песками. Это область главным образом легких суглинков и супесей. Она простирается от Терека до Кумы, включая в себя равнинные степи Под и Беча и собственно прикумскую равнину, уже более глинистого состава.

В этой пограничной зоне и сосредоточены все более или менее крупные равнинные пахотоспособные массивы. Это область Терско-Кумского канала.

Почвенный покров южной притеречной части пограничной зоны представлен преимущественно светлокаштановыми почвами суглинистого состава с 30—40% частиц меньше 0,01 мм, слабокарбонатными (от 0,7 до 4—5% CO_2), промытыми от солей на глубину 150—300 см и обладающими хорошей фильтрацией.

Несколько иной вариант светлокаштановых почв присущ центральным равнинам Под и Беча. Равнина Под представляет собой идеальную плоскость, тогда как рельеф Бечи является более слож-

ным. Вся она окружена буграми песков и, кроме того, массив песков имеется в ее центре.

В западной части много местных понижений и даже озер, восточная же часть сильно изрезана старыми сухими руслами и балками, разделенными рядами бугров.

Грунтовые воды лежат, повидимому, на глубине 2—3,5 м.

Почвенный покров представлен легкосуглинистыми светло-каштановыми почвами, но с заметно уплотненным карбонатным горизонтом В. Примерная характеристика этой разности почв следующая: очень плотный горизонт В₂ располагается на глубинах от 35—40 до 70—100 см. Он является слитым, глыбистым, редко трещиноватым. По механическому составу это обычно легкосуглинистые почвы, содержащие 30—40% глины. При этом уплотненный горизонт не обладает большей глинистостью, чем верхний. Содержание же карбоната кальция в нем резко выражено и достигает 6—7% против 0,5% в верхних горизонтах. Это дает основание полагать, что уплотнение обязано главным образом цементирующему действию извести. Однако здесь нельзя исключать и возможного влияния солонцеватости, так как содержание поглощенного натрия в некоторых случаях составляет 12—21% от общей емкости поглощения, хотя бы и очень малой (2,14—7,84 м.-экв.). Кроме того, некоторые разрезы дают показания присутствия нормальной соды почти по всему разрезу в количествах от 0,006 до 0,026%.

Таким образом, мы склонны считать, что уплотнение формируется под влиянием двух факторов: солонцеватости и цементации известью.

Наличие уплотненного горизонта может оказать неблагоприятное влияние на водные свойства почв.

Изучение распределения воднорастворимых солей в почвах показывает, что Cl' появляется в них в количествах 0,004—0,012% с глубины 60—80 см, а плотный остаток достигает величин 0,20—0,25% с глубин 100—120 см. В других разрезах количество солей на глубине 250—300 см поднимается до 1%.

Степень засоления незначительна; однако, учитывая близкий уровень засоленных грунтовых вод (2—3 м) и, повидимому, очень слабую их отточность, при развитии орошения здесь может возникнуть угроза вторичного засоления.

Кроме того, нельзя игнорировать тех количеств соды, которые обнаружены в некоторых разрезах. Согласно исследованиям во Фресно (Калифорния), для более или менее нормального развития растений в почвах не должно содержаться более 50—40 частей соды на миллион частей почвы.

В данном случае ее имеется от 90 до 120 частей в двух верхних горизонтах и до 260 частей на глубине 100 см. При этих условиях нельзя утверждать, что условия для нормального развития растений здесь обеспечены и что здесь не потребуются предварительной промывки или гипсования.

Таким образом, нужно признать, что этого рода объекты подлежат в дальнейшем значительно более широкому физико-химическому изучению и агрономической оценке.

Выводы. Обширная область песчаной полупустыни по причине широкого развития бугристых песков и солончаков содержит сравнительно мало площадей, пригодных для земледелия.

Большинство пригодных территорий сосредоточено в западной пограничной песчано-суглинистой полосе. При этом лучшие почвы здесь распространены в южной части и худшие в центральной и северной. Последние требуют специальных дополнительных обследований с целью их сельскохозяйственной оценки.

При орошении в условиях этой области в ряде случаев может возникнуть угроза заболачивания и засоления земель. Поэтому

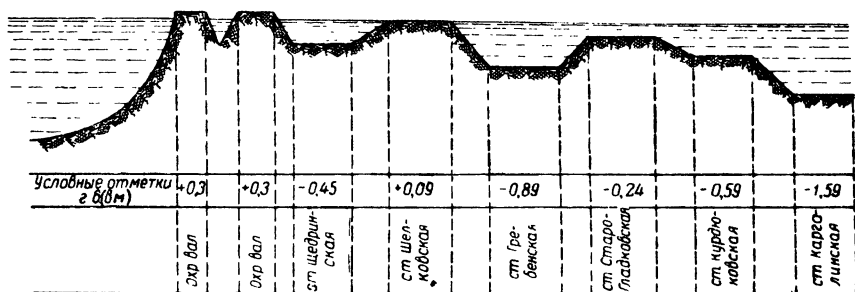


Рис. 111. Командование р. Терека над окружающей местностью (С. В. Зонн).

здесь возможно будет рациональна организация отдельных оазисов орошения как баз для животноводческого использования окружающих неорошаемых территорий.

Дельта Терека представляет собой самостоятельный обширный (более 0,5 млн. га) ирригационный массив, представляющий равнину между отметками плюс 20—30 м и минус 26 м, с уклонами около 0,0005—0,0006. У моря имеются территории ниже его уровня на 1—1,5 м.

Равнина по отношению к реке представляет подкомандную территорию (рис. 111). Геологически это мощная, до 150 м, свита аллювиальных слоев, перемежающихся по механическому составу. Мощность слоев от 0,3 до 3 м. Механический состав варьирует от тяжелых глин до легких суглинков. Состав тяжелой глины характеризуется следующими ориентировочными цифрами: частиц меньше 0,01 мм содержится 82,2%, в том числе меньше 0,001 мм — 38,75%; песчаных частиц диаметром 1—0,25 мм — 0,02%; в песчаных отложениях содержится частиц меньше 0,01 мм 18,5%, в том числе песка 1—0,25 мм — 3,25%; в верхних почвенных горизонтах количество глины варьирует от 0,67 до 98,2%, а песка (1—0,25 мм) от 0,34 до 54,27%.

По своему характеру аллювиальная свита подразделяется на две части: западную от начала дельты и до горизонтали 8 м, чисто

речную и восточную, где речной аллювий оказывается смешанным с морскими илами, иногда черными, органогенными морских лагун, с раковинами морской трансгрессии. Эти смешанные осадки заметно соленоснее чисто речных.

При изучении характера залегания слоев выяснилось широкое развитие обширных котловин выполнения (повидимому, выполненных озер) с вогнутыми к центру слоями. Очевидно к таким котловинам по преимуществу приурочиваются солончаки и слабонапорные грунтовые воды.

Чрезвычайной пестроте геологического строения района отвечает и большая пестрота как уровней, так и солевого состава грунтовых вод.

Уровни грунтовых вод колеблются вообще, в зависимости от близости речных рукавов, моря, рельефа и механического состава пород, в пределах от 1 м и менее до 7 м от поверхности земли. Какой-либо общей закономерности распределения глубин для всей дельты установить нельзя. Мы имеем здесь дело с замкнутыми бессточными бассейнами вод.

Что касается характера гидроизогипс, то тут намечается определенная закономерность как для междуречья Терек — Таловка, так и для Терек — Кардонка, а именно: от начала дельты зеркало грунтовых вод наклонено на восток к морю, но ближе к нему вновь начинается подъем, подпор и, таким образом, создаются обширные бессточные бассейны грунтовых вод.

Два опыта по определению скорости грунтового потока применением флюоресцеина дали величины 0,513 и 0,99 см в минуту, или 7,2 и 14,1 м в сутки для среднезернистого песчаного грунта.

Подсчитанные отсюда величины коэффициента фильтрации очень большие, примерно 0,0443—0,0461 см/сек. Коэффициенты фильтрации по методу откачек определены в 0,002—0,009. В монолитах (по Каменскому) эти же величины для грунтов разного механического состава получились около 0,009—0,001 и только для некоторых тяжелых глин — 0,00001.

Все это говорит о высоких фильтрационных свойствах местных пород, что, вероятно, связано с их соленостью в настоящее время.

Вопросы минерализации грунтовых вод и их режима также затронуты исследованиями, но пока данных для их подробной характеристики далеко не достаточно.

Минерализация грунтовых вод очень сильно варьирует, но в общей схеме, повидимому, подчиняется следующей закономерности: у речных протоков она наименьшая и в узкой прибрежной полосе содержание солей в грунтовых водах, повидимому, менее 1 г на литр. Внутри междуречий минерализация быстро нарастает и в центральных грунтовых бассейнах достигает громадных величин — в 60—90 г на литр.

Краткие наблюдения за режимом грунтовых вод показали, что в зимний период, с октября по февраль, идет неуклонный подъем их уровня, измеряющийся величинами от 0,2 до 1,3 м.

Причина этого подъема заключается, повидимому, главным образом в уменьшении испарения с поверхности почвы зимой. Кроме того, в дельте всюду наблюдается несколько горизонтов грунтовых вод, причем некоторые из них слабонапорны. Связь нижних горизонтов с верхним пока не установлена, но в ряде случаев допускается. Если такая связь действительно существует и имеет более или менее общее распространение, то тогда зимний режим грунтовых вод может найти себе объяснение и в подпитывании их из нижних горизонтов. В этом же будет и источник минерализации грунтовых вод.

В общем необходимо считать, что фактор подпитывания может иметь существенное, притом резко отрицательное, значение и потому заслуживает тщательного изучения.

В данных гидрогеологических условиях развивается почвенный покров главным образом гидроморфного лугово-болотного и собственно солончакового типа. Описанная выше пестрота гидрогеологических условий (грунтов, топографии и грунтовых вод) определяет собой и крайнюю пестроту почвенного покрова даже на небольших участках территории. Однако в этом чрезвычайно пестром комплексе условий почти всегда сохраняются доминирующие черты почвообразования: разные степени заболачивания и засоления. Соответственно этому определяются и основные принципы мелиораций в этой зоне.

Диапазон степеней засоления и его качества очень велик. Для конкретизации его мы приведем несколько примеров.

Темноцветную луговую почву могут характеризовать данные анализа почвы из разреза № 212, заложенного на Аракумской низменности (табл. 134).

Таблица 134

Количество воднорастворимых солей (в процентах) в темноцветной луговой почве Аракумской низменности

Наименование элементов	Глубина (в см)								Минерализация грунтового вод (в г на 1 л)
	0—8	10—18	47—55	80—88	110—119	140—148	169—177	230—240	
Плотный остаток . . .	0,264	0,212	1,240	1,496	0,142	1,656	0,208	0,888	9,624
Щелочность:									
общая	0,050	0,050	0,029	0,029	0,034	0,032	0,027	0,020	0,305
Cl'	0,032	0,026	0,072	0,077	0,020	0,113	0,056	0,100	3,702
SO ₄ "	0,044	0,040	0,660	0,813	0,021	0,884	0,440	0,428	2,200
Ca	0,024	0,032	0,219	—	—	—	—	—	0,789
Mg	0,007	0,004	0,043	—	—	—	—	—	0,575
Сумма анионов (в м.-экв.)	2,64	2,38	16,24	—	—	—	—	—	155,29
Сумма катионов (в м.-экв.)	1,78	1,93	14,46	—	—	—	—	—	86,64
Натрий + калий по разности (в м.-экв.)	0,66	0,45	1,78	—	—	—	—	—	68,65

В местных условиях такую почву, содержащую с глубины 47 см солей более 1,2%, приходится считать незасоленной, что, конечно, не отвечает принятой в мелиоративной практике характеристике.

Примером темноцветной луговой средnezасоленной почвы может служить разрез № 168 (табл. 135).

Т а б л и ц а 135

Содержание воднорастворимых солей (в процентах) в темноцветной луговой средnezасоленной почве (разрез № 168)

Наименование элементов	Глубина (в см)						Минерализация грунтовых вод (в г на 1 л)
	0—6	9—17	20—28	64—72	93—101	134—142	
Плотный остаток	0,88	1,98	2,64	1,82	2,09	2,33	5,01
Щелочность:							
общая	0,006	0,030	0,030	0,033	0,030	0,023	0,125
Cl ⁻	0,20	0,21	0,23	0,11	0,18	0,46	0,804
SO ₄ ²⁻	0,29	0,64	0,78	1,02	1,11	1,15	3,228
Ca ²⁺	0,033	0,22	—	—	—	—	0,284
Mg ²⁺	0,016	0,071	—	—	—	—	0,158
Сумма анионов (в м.-экв.) .	12,86	19,74	—	—	—	—	91,96
Сумма катионов (в м.-экв.) .	2,97	16,25	—	—	—	—	27,15
Натрий + калий по разности (в м.-экв.)	9,89	3,49	—	—	—	—	64,81
Отношение ионов натрия и калия к кальцию (взятых в м.-экв.)	6,0	—	—	—	—	—	4,5

Лугово-болотная почва сильнозасоленная представлена разрезом № 246 (табл. 136, см. стр. 346).

Из этих примеров следует, что тип засоления должен быть признан тяжелым в том смысле, что соли заполняют всю толщу разреза.

При оценке солончаков существенным моментом является возможность развития солонцовых процессов при их промывках.

Этот вопрос почти не подвергался исследованию для данного района и осветить его можно лишь ориентировочно. Просмотр многих анализов растворимых солей показывает, что соотношение ионов натрия и кальция часто довольно благоприятно и потому особой угрозы при промывках здесь не возникает. Но есть ряд случаев, где это отношение неблагоприятно. Примером таких почв являются приведенные выше разрезы № 168 и 246, где отношение натрия к кальцию достигает 6 и 5,4. При этих условиях возможность развития солонцовых процессов несомненно имеется.

**Содержание воднорастворимых солей (в процентах) в сильно
засоленной лугово-болотной почве (разрез № 246)**

Наименование элементов	Глубина (в см)						Минерализация грунто- вых вод (в г на 1 л)
	0—5	8—16	20—38	45—53	80—88	107— 117	
Плотный остаток	3,71	3,08	2,54	1,93	2,52	2,50	51,14
Щелочность:							
общая	0,028	0,036	0,023	0,030	0,028	0,023	0,271
Cl^-	1,65	0,76	0,82	0,74	0,73	0,60	21,502
SO_4^{2-}	0,42	0,31	0,67	1,14	0,79	0,96	6,151
Ca^{++}	0,13	—	0,16	—	—	0,30	4,522
Mg^{++}	0,17	—	0,11	—	—	0,10	1,067
Сумма анионов (в м.-экв.)	55,74	—	37,37	—	—	37,30	741,02
Сумма катионов (в м.-экв.)	20,48	—	17,02	—	—	23,18	313,29
Натрий + калий по раз- ности (в м.-экв.)	35,26	—	20,34	—	—	14,12	427,73
Отношение ионов натрия и калия к кальцию (взя- тых в м.-экв.)	5,4	—	2,5	—	—	—	1,9

Небольшие опыты промывок солончаков зоны Кизлярской опытной станции, проведенные Сушко и Будановым, показывают, что в ряде случаев действительно наблюдаются вспышки щелочности и повышения дисперсности, т. е. отмечаются явления солонцеватости (см. рис. 61—64 на стр. 203—206).

Следовательно, в условиях Терской дельты указанные явления могут наблюдаться.

Почвенный покров, аналогичный описанному, присущ и всей обширной низменности на юг от дельты — низовья рр. Аксая, Ярыкса, Акташа и Сулака — с тем отличием, что отложения здесь имеют более тяжелый глинистый характер и, следовательно, мелиорация и освоение их будут более трудными.

Общие выводы. 1. Бассейн р. Терека охватывает типы почв черноземных, каштановых, солонцовых и солончаковых. Кроме того, встречаются значительные области песков.

2. Зона черноземов и темнокаштановых почв высококачественная, в сельскохозяйственном отношении в наименьшей степени нуждается в орошении.

В мелиоративном отношении она подразделяется на две области: а) область межгорных равнин передовых хребтов с развитым солонцовым комплексом и потому угрожаема по развитию солонцеватости и требующая добавочных химических и гидротехнических мелиораций; б) надтеречных древних террас право- и левобережных, в наименьшей мере угрожаемых в отношении вторичного засоления. Эта вторая область характеризуется резкой просадочностью грунтов.

3. Зона каштановых и главным образом светлокаштановых почв характеризуется большей потребностью в орошении, но и отличается большей солонцеватостью и засоленностью, возрастающими по направлению на северо-восток. Лучшая часть супесчаных каштановых почв лежит на юге, у р. Терека. Земли северной части равнины (Под и Беча) характеризуются высокой щелочностью и высоким залеганием минерализованных грунтовых вод, создающих угрозу вторичного засоления. Таким образом, здесь нужно предусматривать мероприятия по регулированию уровня грунтовых вод.

4. Область песчаных почв непригодна для земледелия без кольматажа и крупных планировочных работ.

5. Область солончаковых почв, охватывающая дельты рр. Терек, Аксая, Акташа и др., в наибольшей мере требует орошения. Она характеризуется высоким уровнем бессточных соленых грунтовых вод. Часть засоленных почв допускает первоначальное их сельскохозяйственное использование непосредственно без промывок, с последующим осуществлением их в ближайшие годы; другая, большая часть засолена настолько значительно, что требует промывок до их сельскохозяйственного освоения.

Искусственное регулирование уровня грунтовых вод с помощью дренажных сооружений разных типов необходимо предусматривать для всей дельты.

СЕРОЗЕМНО-СОЛОНЧАКОВАЯ ЗОНА

Сероземно-солончаковая зона занимает область так называемых пустынных степей, с количеством осадков 100—200 мм и величиной испаряемости около 1000 мм за год. В Советском Союзе такие условия имеют место в равнинной части Средней Азии и Закавказья. Осадки выпадают главным образом в холодное время года, летние же месяцы часто бывают совсем без дождей. Поверхность земли в этот период года нагревается нередко до 60—70°, сильно пересыхает и, таким образом, на длительный период времени не только биологическая деятельность, но в значительной мере и физико-химические процессы в почве замирают. Степная растительность бурно развивается ранней весной, затем выгорает и иногда пробуждается вновь на короткий срок лишь поздней осенью.

Без орошения возможны посевы (так называемые богарные, или кайрачные) лишь скороспелых зерновых культур в пониженных местах рельефа, увлажняемых дополнительно весенними талыми водами, или же в речных долинах с близко залегающими пресными грунтовыми водами. Урожаи без орошения здесь неустойчивы.

Более устойчивое земледелие становится возможным лишь в предгорных областях, где сероземы начинают переходить в каштановые почвы.

Соответственно этому сероземная зона, в типичной своей части, может быть названа областью оросительных мелиораций. В Советском Союзе она является основной областью хлопководства.

Почвенный покров зоны представлен двумя типами: а) так называемым сероземом, принадлежащим к степному типу почвообразования и развивающимся на сильнокарбонатных (известковых) материнских породах, и б) почвами солончакового типа почвообразования, представленными здесь самыми разнообразными формами. Для этой зоны характерно относительно слабое развитие солонцового типа почвообразования.

Равнинная часть Средней Азии. Равнинная часть Средней Азии представляет собой обширную пониженную область замкнутого бассейна Аральского моря, расположенного в северо-западном углу ее. Только на самом юго-западе Средней Азии небольшой район ее, именно бассейн р. Атрека, связан непосредственно с Каспийским морем.

С востока равнинные области Средней Азии ограничены горными массивами Тянь-Шаня и Памира, с юга — горами Копет-Даг, с запада Каспийским морем и обширным третичным плато Устюрт, и, наконец, с севера плоским водоразделом р. Иртыша.

В этих пределах равнина рассечена двумя крупными водными артериями, являющимися основными источниками орошения Средней Азии, — рр. Сыр-Дарьей и Аму-Дарьей. Река Сыр-Дарья образуется из двух рек — Нарына и Кара-Дарьи, после их слияния в западной части Ферганы. На всем своем протяжении от слияния названных рек до Аральского моря Сыр-Дарья имеет всего четыре значительных притока, впадающих с правой стороны ее, — это Ангрен, Чирчик, Келес и Арысь.

Аму-Дарья берет начало в горах Памира, слагаясь еще в пределах горных отрогов из двух крупных рек — Пянджа и Вахша, после слияния которых она и получает свое название. По выходе из гор на всем громадном протяжении до Аральского моря Аму-Дарья не имеет ни одного притока. Однако они были у нее в предшествующий более многоводный геологический период. Такими бывшими притоками Аму-Дарьи являются рр. Зеравшан, Мургаб и Теджен, ныне полностью разбираемые на орошение и в своих низовьях теряющиеся в песчаных пустынях.

Небольшая речка Атрек, как упомянуто выше, имеет самостоятельное течение и впадает непосредственно в Каспийское море. Равнинная часть Средней Азии разделяется на три существенно различные геоморфологические области (рис. 112): область предгорных равнин, область древних и современных речных долин и область континентальных песчаных пустынь Каракум и Кызылкум.

Каждая из этих областей имеет самостоятельную сельскохозяйственную и мелиоративную характеристику.

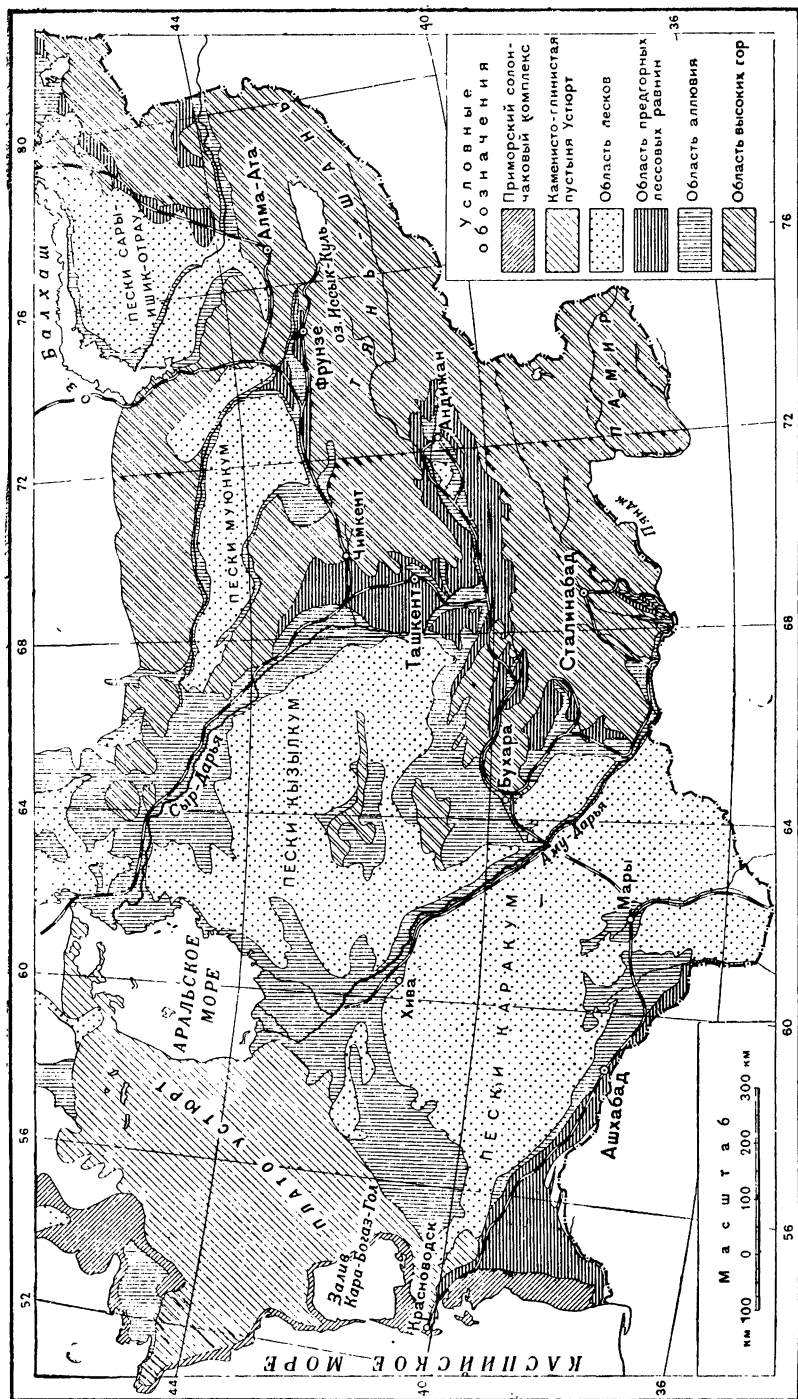


Рис. 112. Схема геоморфологических областей Средней Азии.

Область предгорных равнин. Эта область расположена сравнительно узкой и часто прерывистой полосой по всей восточной и южной границе Среднеазиатской равнины вдоль горных массивов.

В сельскохозяйственном отношении — это зона интенсивного орошения, главным образом хлопчатника, а также садов и виноградников.

Предгорные равнины сложены пролювиальными, или так называемыми лессовыми отложениями. Происхождение этих пород следующее. Во время выпадения в горах обильных дождей, особенно ливней, ими смываются с крутых склонов продукты выветривания, как мелкие (песок, глина), так и крупные, до камней включительно. Масса ливневых вод, насыщенная этими твердыми элементами, концентрируется в горных ущельях и затем вырывается на равнину в виде мощного и бурного грязевого потока (сила, или селя), разливающегося по равнине в виде обширного веера. В первый же момент выхода на равнину, в силу резко выраженного уменьшения уклона, поток замедляет свою скорость и из него начинают осаждаться наиболее крупные элементы — камни, гравий и песок. Таким образом, в предгорьях, против ущелий, образуются обширные скопления крупного обломочного, более или менее окатанного, материала — галечные конуса выноса.

Продвигаясь далее от гор, поток все более теряет скорость как в силу уменьшения уклонов, так и растекания в стороны. Соответственно этому происходит дифференцированное оседание твердого наноса, сначала пылеватого, а в самом конце глинистого (рис. 113). Таким образом, ниже галечных конусов выноса формируется обширная область мелкоземистых и уже более или менее отсортированных отложений. Они-то и представляют собой область предгорных равнинных степей, область развития орошаемого земледелия.

Отложения, сложенные преимущественно пылеватыми частицами, называют обычно «лессом». Раньше лессы считали вековыми отложениями пыли, приносимой в предгорья частью из гор горными ветрами (фенами), частью из центральных песчаных пустынь.

Соответственно условиям происхождения, сложение предгорных равнин оказывается закономерным как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях. В направлении, перпендикулярном к горам, всегда наблюдается последовательная смена более грубых материалов вблизи гор более мелкими вдали от них. Для средних частей потоков характерно отложение пылеватых суглинков, так называемых типичных лессов, тогда как шлейфам свойственны обычно глины. По линии, параллельной горам, характер отложений может быть также неоднородным. Это объясняется тем, что отдельные селевые потоки обладают различной мощностью, и, следовательно, нанос одного и того же механического состава отлагается на разных расстояниях от гор.

Вертикальное строение лессовых толщ вообще не однородно. Если взять разрезы ближе к горам, в верхней трети пролювиальных отложений, то здесь в суглинистых толщах очень часто можно наблюдать не только отдельные включения, но и целые прослойки крупнообломочного материала. Дальше от гор, в средней трети пролювия, включений крупнообломочных материалов обычно уже не наблюдается и вся толща довольно однородна. Это свойство однородности всегда отмечается исследователями и считается типичной чертой лессов. Однако ее надо понимать лишь в относи-

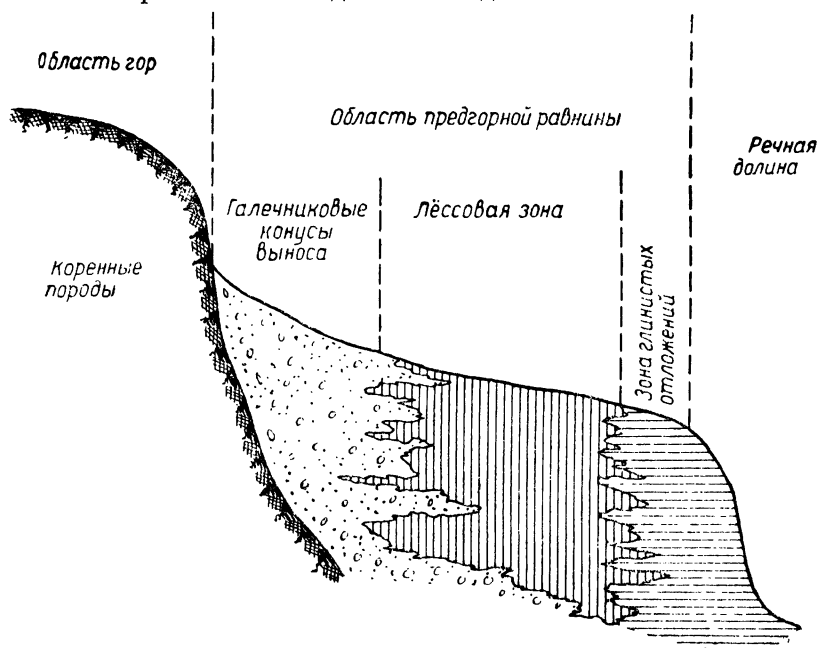


Рис. 113. Схема строения предгорных пролювиальных равнин.

тельном смысле: прямые механические анализы отдельных слоев всегда дают заметные различия механического состава. Наконец, на шлейфах пролювиальных отложений, в толщах суглинков, часто уже встречаются типичные глинистые прослойки.

Полный горизонтальный профиль пролювиального выноса вообще редко сохраняется. Так, его можно наблюдать в предгорьях Копет-Дага, кое-где по р. Аму-Дарье (Пулизинданское плато Керкинского района), в предгорьях Туркестанского хребта (Голодная степь). Однако чаще шлейф пролювиального выноса, сложенный наиболее глинистыми породами, оказывается срезанным разрывом реки, у которой лессовая область обычно кончается более или менее высокими вертикальными обрывами.

Общая мощность лессовых толщ значительна и достигает 40 м и более. Эти толщи нередко подстилаются песками и галечниками.

Основной зоной орошения в пролювиальной области является средняя лессовая часть ее. Зона конусов выноса используется частично под сады и в основном требует предварительного кольматажа; зона шлейфов в большинстве смыта или засолена.

Механический состав лессовых пород для различных мест Средней Азии характеризуется следующими данными (Неуструев, табл. 137).

Т а б л и ц а 137

Механический состав лессовых пород (в процентах)

Места взятия образцов	Глубина (в см)	Песок крупнее 0,25 мм	Пыль 0,25— 0,01 мм	Глина, час- тицы мень- ше 0,01 мм
Андижанское опытное поле	0—5	7,54	41,47	51,19
Город Ош	250	—	43,01	56,99
Чимкентский район	180	—	50,75	49,25
Дальверзин	60	4,5	30,34	69,66
Ура-Тюбе	100	—	33,87	66,13
Андижанский район	270	0,26	43,61	56,39

Данные таблицы показывают, что колебания глинистости довольно значительны, причем эти величины не являются крайними: часто встречаются лессы, где количество глины понижается до 30%.

Для иллюстрации наблюдающихся изменений в механическом составе лессовых отложений по вертикальному разрезу в таблице 138 приводятся данные по скважине № 9, заложенной на Вахше, на Кум-Сынгырском плато.

Т а б л и ц а 138

Изменение в механическом составе лессовых отложений по вертикальному разрезу (в процентах)

Глубина (в м)	Размеры частиц (в мм)			
	крупнее 0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01
1,0	0,35	5,78	66,54	27,33
5,25	0,50	3,53	48,90	47,07
14,50	0,44	3,14	42,63	53,79

Как видим, книзу глинистость значительно усиливается, однако в других случаях расположение слоев может быть и обратным или же вся толща оказывается гораздо более однородной, как это видно на примере разреза № 340 (табл. 139).

Характерной чертой лессовых пород является их высокая порозность, около 50%. С этим связывается хорошая их водопроницаемость (коэффициенты впитывания и фильтрация около 0,0005 см/сек), а также такие отрицательные свойства их, как просадочность и легкая размываемость.

**Механический состав лесса Чимкентского района
(разрез № 340, по Неуструеву)**

Глубина (в см)	Размеры частиц (в мм)				
	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01
0—7	0,06	0,04	19,15	33,04	47,71
12—26	0,01	0,02	19,66	83,01	47,30
50—60	0,06	0,02	14,77	35,47	49,68
103—110	0,02	0,02	27,57	31,89	40,50
172—180	—	0,01	17,32	40,86	41,82

С химической стороны лессы характеризуются высокой карбонатностью (10—20% извести).

Воднорастворимые соли (хлористый и серноокислый натрий), как общее правило, вымыты из первого, а иногда и из второго метра толщи, но присутствуют во всех более глубоких слоях в количествах 0,1—0,3% и выше. Отложения гипса наблюдаются в конце первого или второго метра, а иногда и ниже. Однако могут быть и существенные исключения, главным образом в двух случаях: а) когда пролювиальный вынос поступает из гор, сложенных сильно соленосными породами, то и вся лессовая толща оказывается резко засоленной. Такой случай имеет место, например, на Мукринском и Пулизинданском плато на Аму-Дарье; б) когда глинистые шлейфы пролювиальных потоков, там где они не смыты, оказываются очагами концентрации водонорастворимых солей. Сюда поступает основная масса выщелачиваемых в горах солей, промывание же их вглубь затруднено тяжелым механическим составом породы. Примером таких условий могут служить шлейфы Туркестанского и Нуратинского хребтов, Копет-Дага в Туркмении, по границе с Каракумскими песками.

Поглощающий комплекс лессов обычно не велик, и обменная емкость его измеряется 10—12 м.-экв. В составе поглощенных катионов преобладает кальций, но иногда в существенных количествах присутствует и магний. Вопрос об участии натрия остается пока не выясненным.

Таковы физико-химические черты обычных лессовых пород. Оценивая их с мелиоративной точки зрения, нужно признать, что, за исключением просадочности, они достаточно благоприятны.

По рельефу пролювиальные области представляют обычно хорошо выраженные равнины со значительными уклонами, примерно 0,05—0,005, что позволяет широко применять здесь такие способы орошения, как напуск, борозды и джояки. Кроме того, эти равнины обычно рассечены более или менее густой сетью балок и логов, что усиливает обеспеченность поверхностного стока. Иногда пролювиальные отложения не вполне нивелируют основной рельеф, создаваемый коренными породами, и тогда он

становится увалистым, не вполне правильным, со значительными местными уклонами, что может уже создавать трудности при проектировании достаточно крупных поливных участков и для механизации сельскохозяйственных процессов. Котловины с необеспеченным стоком, заболоченные или предрасположенные к заболачиванию при орошении, редко встречаются в предгорных равнинах.

С мелиоративной точки зрения, описанные условия рельефа, как позволяющие пользоваться наиболее экономными способами полива и обеспечивающие поверхностный сток, должны быть признаны благоприятными.

В пролювиальной лессовой зоне обычно нет условий для образования высокого уровня грунтовых вод. Воды, стекающие с гор, в главной своей массе поглощаются галечниковыми конусами выноса и уходят вниз под лессовую толщу. Воды, которые все же выливаются на равнину селевыми потоками, а также и те, которые выпадают на нее в виде осадков, быстро впитываются и просачиваются вглубь благодаря хорошей водопроницаемости и однородности лессовой толщи. Соответственно этим условиям, как правило, грунтовые воды лессовых областей лежат на значительных глубинах — 20—40 м от поверхности. Водоносным горизонтом являются либо галечники и пески, либо те же суглинки. Располагаясь в общем параллельно земной поверхности, грунтовые воды обладают ясно выраженным уклоном и, следовательно, оттоком.

При орошении территорий с такими грунтовыми водами зеркало их поднимается за счет фильтрационных вод. Однако это увеличивает градиент падения их к неорошаемым областям, сток еще более усиливается и в результате высота зеркала воды не достигает такого уровня, чтобы капиллярные токи могли питать поверхность почвы и засолять ее. Минерализация грунтовых вод лессовых областей, как правило, незначительна.

Описанный комплекс гидрогеологических условий, заключающийся в значительной глубине залегания уровня грунтовых вод, их отточности и слабой засоленности, должен быть оценен, с мелиоративной точки зрения, как особо благоприятный.

Господствующим типом почв лессовой зоны является серозем. Он принадлежит к степному типу почвообразования, т. е. развивается под воздействием степной растительности, и в поглощающем комплексе его господствует кальций с небольшим участием магния. Типичный серозем, неорошаемый, характеризуется следующими чертами.

Горизонт А — гумусный, мощностью около 10 см, дернистый, светлосерого цвета, слабой чечевицеобразной или слоеватой структуры. Гумуса в нем 1—1,5%, что объясняется слабым развитием растительного покрова этой сухой области и энергичным аэробным разложением растительных остатков во влажные периоды года.

Горизонт В — мощностью до 40 см, содержит уже десятки доли процента гумуса, буроватого цвета, сильно источен насекомыми и червями, отчего представляется дырчатым (кавернозным). При

орошении дырчатость исчезает, но затем часто восстанавливается в результате обильного размножения дождевых червей.

Ниже идут горизонты материнской породы (лесса), светлопалевого цвета с заметными скоплениями извести на глубине около 100 см и гипсовых кристаллов на глубине 150 см или более. Почвы сильнокарбонатные с самого верха, но усиленная концентрация извести на глубине около 100 см указывает, что здесь все же осуществляется достаточно энергичное выщелачивание верхних горизонтов.

В разрезе серозем оказывается однородным, слабо дифференцированным на горизонты. Эта однородность особенно усиливается при орошении, под влиянием которого разрез становится на всю глубину до 1—1,5 м однообразного серовато-грязного цвета.

Наличие зимних нисходящих токов воды в сероземах определяет почти полную промытость 2-метровой толщи от воднорастворимых солей. Это иллюстрируется анализом почв разреза № 340 (табл. 140).

Т а б л и ц а 140

**Некоторые валовые определения и воднорастворимые соли
(в процентах) (разрез № 340, по Неуструеву)**

Глубина (в см)	CO ₂	Гумус	Гигроско- пическая вода	Водная вытяжка			
				сухой остаток	минераль- ный остаток	Cl'	SO ₄ '
0—7	4,93	2,00	1,68	0,0552	0,0287	0,0014	0,0016
13—26	6,72	0,45	1,68	0,0345	0,0254	0,0014	0,0010
50—60	8,92	0,26	1,41	0,0351	0,0290	0,0014	0,0046
103—110	10,78	0,22	1,33	0,0273	0,0188	0,0014	0,0011
172—180	8,52	0,13	1,20	0,0386	0,0267	0,0028	0,0020

Из таблицы видно, что на всю глубину до 180 см количество Cl' и SO₄' измеряется тысячными долями процента, а общее количество солей составляет лишь около 0,02%. Выщелачивание ярко заметно и по карбонату извести, изменяющемуся от 4,93% в верхнем горизонте до 10,73% в иллювиальном горизонте на глубине 103—110 см. Приведенные величины углекислоты при пересчете на известь дают соответственно 11,2 и 24,5% последней от веса всей почвы.

Как всякий лесс, сероземы характеризуются высокой порозностью и сравнительно хорошей водопроницаемостью.

Различаются две разновидности сероземов — темный и светлый, или пустынный*. Последний развивается в наиболее сухих условиях, а первый — в более влажных, ближе к горам.

* Различают несколько разновидностей сероземов — светлые, типичные, темные, структурные и т. д. — *Ред.*

Основные различия между ними заключаются в следующем: светлый серозем беднее гумусом (около 1%) и слабее выщелочен, что проявляется главным образом в несколько более повышенном расположении гипсового горизонта.

В сельскохозяйственном отношении сероземы представляют собой вполне хорошие почвы. Они легко обрабатываются и имеют значительные запасы калия и фосфора. Недостатком их является бедность азотом и общая слабая структурность, лишь отчасти компенсируемая высокой карбонатностью. В связи с этим на сероземах весьма эффективно внесение органических азотных удобрений и посев бобовых трав. В последнее время широкое применение находят минеральные формы азота; фосфор оказывается наиболее эффективным в комбинации с посевами люцерны.

Темные сероземы качественно стоят несколько выше светлых. С мелиоративной точки зрения, серозем является благоприятным объектом орошения: он не засолен и не солонцеват; высокая карбонатность и порозность придают ему благоприятные водно-физические свойства, однородность вертикального профиля обеспечивает равномерность благоприятного водно-воздушного и солевого режима.

Возможность развития заболачивания и засоления при орошении здесь также незначительна: рельеф допускает применение наиболее рациональных и экономных способов полива и обеспечивает поверхностный сток; достаточно однородные лессы, водопроницаемые, не создают предпосылок для возникновения верховодки; основные грунтовые воды лежат глубоко и, главное, представляют ясно выраженный поток, что исключает возможность подъема его зеркала до уровней, угрожаемых для засоления поверхности почвы.

На основе всей суммы этих показателей пролювиально-лессовую сероземную зону следует оценивать как вполне благоприятную в мелиоративном отношении и безопасную в отношении развития вторичного засоления.

Существующая практика орошения подтверждает эту оценку. В описываемых условиях нигде не известно серьезного развития засоления. Исключения наблюдаются иногда лишь в чисто местных условиях в более или менее замкнутых котловинах или же на глинистых шлейфах склонов. Трудности мелиоративного освоения пролювиальных лессовых равнин заключаются главным образом в высоком их положении, иногда в слишком пересеченном рельефе и, наконец, в просадочности и легкой размываемости лессов.

Область аллювия речных долин, древних и современных. Область аллювиальных отложений приурочена ко всем речным системам. В составе их современные речные наносы занимают относительно незначительные площади и имеют малое практическое значение. Главная роль принадлежит отложениям древнеаллювиальным, сформировавшимся в предшествующий (ледниковый) геологический период. Площадь по-

следних громадна, значительно превышает площадь лессовых территорий, и потому удельный вес ее в ирригационном хозяйстве весьма велик. Ряд крупнейших орошаемых районов, например Тедженский, Мургабский, Средне- и Нижне-Аму-Дарьинский оазисы, лежат полностью на древнеаллювиальных отложениях.

Область древнеаллювиальных отложений издревле является областью орошения. Здесь построены теперь крупные современные ирригационные системы.

По мелиоративному характеру область аллювиальных отложений существенно отличается от лессовой области, что определяется своеобразным строением ее, особыми гидрогеологическими условиями и специфическими типами почв.

При рассмотрении речных долин в целом, в пределах как современных, так и древних аллювиальных отложений, выявляется два различных типа их строения (рис. 114).

Первый тип показан на схеме № 1. Здесь древний аллювий расположен последовательно возвышающимися над рекой террасами, которых насчитывается иногда до пяти. Такое строение свидетельствует о том, что в про-

цессе геологического развития долины река испытывала ряд резко выраженных периодов понижения своего базиса эрозии, в течение которых она врезалась в толщу грунта и смывала часть своих наносов. Таким образом возникал уступ древней террасы и под ним начинала формироваться новая терраса.

Второй тип показан на схеме № 2. В этом случае современное ложе реки иногда лежит выше, чем древние аллювиальные отложения. Последние отгорожены от современной поймы небольшим повышением, как бы береговым валом, за которым поперечный уклон идет от реки по направлению к коренному берегу. Такое строение долины возникает тогда, когда река обильно откладывает в своем русле большое количество наносов и они систематически поднимают ее ложе.

Оба типа строения долин широко развиты в Средней Азии и наблюдаются почти на каждой реке. При этом первый тип

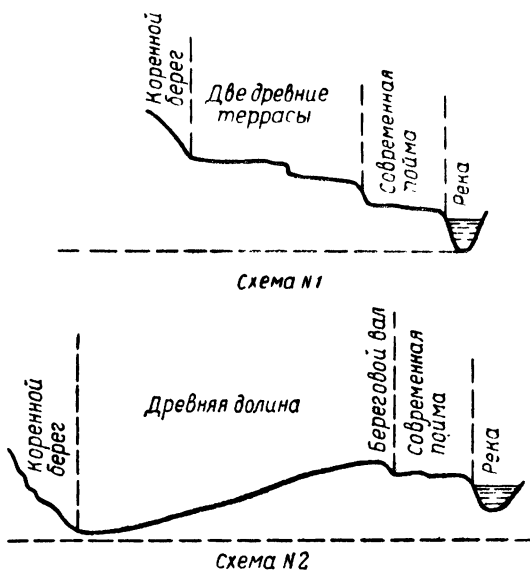


Рис. 114. Схемы строения долин.

свойственен верхним частям ее течения, второй же средним и особенно нижним — дельтовым. Типичным примером является р. Аму-Дарья: здесь в верховьях, на Вахше, имеется четыре ступенчато возвышающиеся речные террасы. Наоборот, в среднем течении (Чарджоуский оазис) и особенно в дельте (Хорезм) имеются типичные случаи второго типа строения долины.

Различие названных типов строения долин имеет чрезвычайно серьезное мелиоративное значение и выражается в следующем.

1) В первом (террасовом) типе строения река является приемником и поверхностного и дренажного стока; во втором (дельтовом) типе, наоборот, река питает своей водой грунтовые воды долины, поверхностный сток здесь не обеспечен, что способствует развитию заболачивания и засоления.

2) Толща террасовых отложений обычно суглиниста, более или менее однородна в верхних своих горизонтах, часто приобретает лессовидный характер; нередко подстилается мощными аллювиальными галечниками. Толщи дельтовых отложений, как правило, резко слоисты и гораздо более глинисты; галечников здесь нет, встречаются лишь более или менее мощные прослойки и линзы песка.

В областях древнего орошения здесь часто широко развита своеобразная разность поверхностного наноса (мощностью иногда до 2 м), которому присваивается название «культурно-поливного». Он образуется за счет выноса на поля илов с оросительными водами и внесения землистых удобрений. Откладываясь тонкими слоями, ежегодно перепахиваемыми, этот нанос не обладает ясно выраженной слоистостью.

Для характеристики этого процесса наливаания могут служить следующие данные. По наблюдениям на Катта-Курганском опытном поле, вода арыков летом содержит до 1,3 г плотного остатка на литр, что при пересчете на 1 га дает ежегодно около 6 т наносов, или 0,25% веса 20-сантиметрового слоя почвы. Значительно более энергичное наращивание поверхности поля наблюдается на острове Мианкале (под Самаркандом) при культуре риса. Изучение велось на делянке длиной 130 и шириной 30 м. Оросительная вода поступала непосредственно из арыка и через учетную делянку проходила на следующие. Наносы откладывались на поле в течение всего лета. После уборки риса — по профилю от входного отверстия до конца палы мощность отложившихся наносов оказалась следующей.

Расстояние от вход- ного отвер- стия (в м)	2,0	13,1	23,7	34,3	44,9	55,5	66,1	76,7	87,3	97,9
Толщина на- носа (в мм)	485	325	264	242	174	152	125	98	88	42

Далее 97,9 м слоя наноса нельзя было на разрезе ясно отделить от поверхности почвы. Как видно из цифр, мощность отложений

огромна и достигает в начале палы почти полуметра. По механическому составу наносы дифференцировались следующим образом (табл. 141).

Т а б л и ц а 141

Механический состав наносов на рисовой пале № 12
(в процентах)

Расстояние от пачала палы (в м)	Песок 1,0—0,25 мм	Пыль				Ил, мельче 0,001 мм
		песчаная 0,25— 0,05 мм	крупная 0,05— 0,01 мм	средняя 0,01— 0,005 мм	мелкая 0,005— 0,001 мм	
2,0	0,15	45,11	38,24	14,17	0,49	1,84
13,1	0,08	14,37	38,74	34,41	2,01	10,39
23,7	0,22	13,74	40,09	34,75	1,46	9,74
34,3	0,20	9,41	27,81	62,58		—
44,9	0,36	8,40	19,85	40,99	11,62	18,88
55,5	0,23	10,65	14,68	43,36	8,57	22,51
66,1	0,32	11,02	13,68	38,37	13,09	23,32
76,7	0,14	10,43	15,91	43,57	7,88	22,07
87,3	0,13	11,78	16,42	39,63	11,15	20,89
97,9	0,17	7,42	15,53	41,16	12,74	22,98

В начале палы наносы пылеваты (лессовидные), в конце ее становятся тяжелоглинистыми.

Три образца — первый, последний и промежуточный, взятый на расстоянии 55,5 м, были химически проанализированы. Данные этих анализов приводятся в таблицах 142, 143 и 144.

Т а б л и ц а 142

Раловой состав образцов ила (в процентах к весу сухой почвы)

Расстояние (в м)	Гигроскопическая вода	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	Гумус
2,0	0,413	66,92	16,47	4,88	7,004	2,344	1,424	1,325	5,465	0,52
55,5	0,929	55,98	18,00	5,33	8,325	2,658	2,319	2,106	6,350	0,94
97,9	1,033	55,41	19,13	5,62	8,564	3,015	2,345	2,183	6,519	1,125

Анализ показывает, что нанос по составу не отличается заметно от состава местных почв.

Т а б л и ц а 143

Данные промывки плов 0,05N HCl по методу Гедройца
(в процентах к весу сухой почвы)

Расстояние (в м)	Гигроскопическая вода	SiO ₂	R ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₄ ^{''}	H ₂ O	Na ₂ O
2,0	0,401	0,151	0,509	6,803	0,333	0,054	0,046	0,059
55,5	0,872	0,634	1,613	8,019	0,513	0,106	0,107	0,127
97,9	0,903	0,688	1,805	8,282	0,545	0,199	0,142	0,157

Этот анализ показывает значительную подвижность минеральных соединений наноса, что соответствует его плодородию.

Т а б л и ц а 144

Анализ водной вытяжки илов (в процентах к весу сухой почвы)

Расстояние (в м)	Гигроскопическая вода	Cl'	Сухой остаток	Минеральный остаток	SO ₄ "	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
2,0	0,455	0,003	0,094	0,066	0,010	0,022	0,004	0,004	0,006
55,5	0,987	0,004	0,137	0,109	0,055	0,044	0,006	0,006	0,017
97,9	1,051	0,004	0,251	0,212	0,119	0,078	0,012	0,007	0,019

Данные анализа свидетельствуют, что считающаяся пресной вода р. Зеравшана откладывает нанос, содержащий довольно заметные количества воднорастворимых солей.

Все эти показатели дают достаточно наглядное представление о процессе образования так называемых «культурно-поливных» наносов, или почв. В поле эти наносы распознаются по отсутствию слоистости и постоянному наличию в толще их остатков кирпича, черепков посуды и прочих следов деятельности человека.

3) Засоленность террасового аллювия обычно больше, чем пролювиальных лессов, но все же незначительна; засоленность дельтовых отложений, как правило, очень велика.

4) Грунтовые воды на террасах залегают глубоко (в галечниках) и имеют более или менее выраженный боковой отток, минерализация их обычно незначительна; грунтовые воды дельтовых областей лежат, как правило, близко к поверхности земли, практически бессточны, минерализация их часто достигает громадных величин — 50 и 100 г солей на литр.

5) Подъем уровня грунтовых вод за счет потерь на фильтрацию ирригационной воды в условиях террас обычно затруднен; наоборот, в дельтовых районах, благодаря практически бессточным грунтовым водам, их уровень, как правило, очень быстро поднимается при орошении до критических отметок; в силу этого именно в дельтах наиболее широко развиты явления вторичного заболачивания и засоления почв.

6) Почвенный покров на террасах часто представлен преимущественно сероземами, но вместе с тем, поскольку террасы обычно переживали стадию засоления (за счет близкого уровня грунтовых вод в фазу высокого базиса эрозии, а также поверхностного стока с водоразделов), то здесь и сейчас солончаки более часты (особенно в притеррасной части), чем в лессовой области; с другой стороны, как следствие бывшего ранее засоления, здесь встречаются солонцеватые сероземы и более или менее хорошо выраженные солонцы.

Впервые ясно выраженный солонцовый профиль почвы был установлен нами на древней террасе р. Кара-Дарьи в Фергане, в системе Майли-сая, на обычной орошаемой пашне. Аналитическое

исследование разреза в отношении состава поглощенных катионов и распределения механических элементов дало следующие результаты.

Глубина (в см)	0—10	34—44	70—80	124—134
Процент поглощенного натрия от емкости поглощения	7,9	12,5	19,5	12,7
Процент частиц ила меньше 0,001 мм	17,42	22,51	24,44	16,75

Величины поглощенного натрия показывают, что вообще весь разрез солонцеват, но типично выраженный солонцовый горизонт, на 19,5% насыщенный натрием, залегает здесь на значительной глубине — 70—80 см. Сюда же перемещены и илистые фракции из верхних горизонтов, что также характеризует типичный солонцовый процесс.

Второй случай установлен Козловым на древней террасе р. Сыр-Дарьи в Голодной степи у поселка Волынского и описан нами выше.

В 1935 г. опубликовано обстоятельное исследование солонцовых почв совхоза «Дальверзин» в Голодной степи (С. А. Кудрин и А. Н. Розанов). Из этой работы приведем характеристику одного типичного солонцового разреза — № 36.

Г о р и з о н т A_1 —0—3 см. Дерновый, солонцовый; светлосерый; легкопылевато-суглинистый; пластинчато-чешуйчатого строения; плотный, трещиноватый, хорошо пронизан корнями и корневищами; сухой.

Г о р и з о н т A_2 —3—11 см. Солонцовый; светлосерый; книзу постепенно буреет; среднелылевато-суглинистый, более плотный; крупнотрещиноватый, комковато-глыбистый; сухой.

Г о р и з о н т B_1 —11—45 см. Солонцовый; бурый, пылевато-глинистый; слитный, крупнотрещиноватый (трещины 1—2 см); столбовидно-глыбистый, выламывается в виде больших глыб (15 × 25 см и крупнее) неправильной формы, внизу становится менее плотным и распадается на комки, а затем крупинки (1—3 мм); сухой.

Г о р и з о н т B_2 C_1 —45—70 см. Гипсовый; буроватый; пылевато-глинистый; уплотненный; содержит большое количество гипса в виде крупных чешуевидных и пластинчатых кристаллов; слегка влажный.

Г о р и з о н т C_2 —70—80 см. Гипсовый; серовато-бурый; пылевато-глинистый; рыхлый, с большим количеством солей.

Г о р и з о н т C_3 —80—130 см. Глеевато-гипсовый; буровато-палевый; пылевато-глинистый; плотный; отмечаются гипс и ржавые пятна; влажный.

Г о р и з о н т C_4 —130—172 см. Глеевый; палевый; плотная слоистая глина с ржавыми и сизыми пятнами; влажный; на 172 см—грунтовая вода.

Содержание и состав воднорастворимых солей, а также поглощенных оснований в почве для описанного разреза приводится в таблицах 145 и 146.

Т а б л и ц а 145

Содержание и состав воднорастворимых солей в почве
(в процентах) (разрез № 36)

Почва	Горизонт (в см)	Сухой остаток	CO ₂	HCO ₃ ['] (об.)	HCO ₃ ['] (ш)	SO ₄ [']	Cl [']	Ca ^{..}	Mg ^{..}	CaSO ₄ (валовой)
Солонец сероземный солончаковатый	0—3	0,189	0,001	0,058	0,035	0,029	Нет	0,011	0,003	Нет
	3—10	0,179	0,006	0,085	0,068	0,004	»	0,006	0,002	»
	10—25	0,244	0,014	0,131	0,121	0,006	»	0,006	0,002	»
	22—32	0,194	0,008	0,123	0,102	0,021	0,014	0,004	0,007	»
	30—45	0,631	0,009	0,090	0,069	0,241	0,035	0,012	0,002	»
	70—80	3,012	Нет	0,024	0,010	1,856	0,166	0,216	0,006	8,91
	100—110	2,869	»	0,037	0,022	1,212	0,412	0,014	0,013	Не опред.
	130—160	1,029	»	0,046	0,029	0,457	0,202	0,004	0,005	»
	Грунто- вая вода (в г/л)	7,444	0,013	0,250	0,095	2,697	1,697	0,072	0,090	--

Т а б л и ц а 146

Состав поглощенных оснований в почве (разрез № 36)

Почва	Горизонты (в см)	Ca ^{..}	Mg ^{..}	K [']	Na [']	Сумма	Ca ^{..}	Mg ^{..}	Ca ^{..} +Mg ^{..}	K [']	Na [']	K ['] +Na [']
		в м.-экв.					в % от суммы поглощенных катионов					
Солонец сероземный солончаковатый	0—3	6,54	3,39	0,87	1,80	12,60	51,9	26,9	78,8	6,9	14,3	21,2
	3—10	5,70	1,94	1,43	2,58	11,65	48,9	16,7	65,6	12,3	22,1	34,4
	10—25	4,65	1,69	1,43	5,55	13,32	34,9	12,7	47,6	10,8	41,6	52,4
	22—32	4,95	1,49	1,71	4,42	12,57	39,4	11,9	51,3	13,6	35,1	48,7

В почвенном покрове дельтовых районов чаще всего господствуют самые разнообразные солончаки, влажнолуговые засоленные почвы, так называемые такыры, и лишь в незначительной мере сероземы, часто солонцеватые.

Термин «такыр» является прежде всего ландшафтным, обозначающим ровные и гладкие глинистые территории, обычно совершенно голые, разбитые с поверхности на паркетобразные плитки и настолько твердые, что след лошади часто на нем не заметен. Цвет такыров с поверхности разнообразен, но обычно ярких оттенков — шоколадно-бурых, палевых, розоватых. Площади такырных пятен иногда незначительны, но часто они охватывают сотни и даже тысячи гектаров.

Максимальное развитие такырных площадей приурочено к древнеаллювиальным отложениям, но часто они встречаются по понижениям среди песков. Возникновение такыров во многих случаях связывается с действием поверхностных вод, ливневых или речных, затопляющих мелким слоем плоские понижения и приносящих сюда тончайший ил. После высыхания таких эфемерных озер ил остается и последовательно формирует такыр. Этот путь происхождения и объясняет обычную чрезвычайную глинистость такыров, содержащих часто 90 и 95% частиц меньше 0,01 мм. Необходимо, однако, отметить и широко распространенное явление так называемого отакыривания обычных пашен. Это явление наступает при забрасывании пашни в перелог.

Вертикальный профиль такыра в типичном случае имеет следующий вид: 0—2—3 см корочка, очень плотная, но пористая на изломе; 3—10—12 см яркобурый глинистый горизонт, обычно резко чешуйчатого или раковистого сложения; ниже—до 30—50—100 см идет та же глина плотного комковатого или глыбистого сложения. Подстиляется или обычной суглинистой породой или песком (при залегании такыра среди песков).

В отношении засоления воднорастворимыми солями такыры чрезвычайно разнообразны: преобладают более или менее сильнозасоленные разности, но часты и очень слабозасоленные. Не редки значительные скопления гипса на глубине 10—20 см от поверхности почвы (табл. 147).

До последнего времени самый тип почвообразования такыров оставался неясным. В настоящее время имеется много фактов, устанавливающих солонцовую природу, по крайней мере, значительной части их.

Уже при закладке почвенных разрезов на такырах часто можно судить о солонцовой природе их по наличию иллювиальных уплотненных горизонтов. Химических же анализов сделано еще очень мало. Анализ, сделанный Иолотанской опытной станцией (р. Мургаб), дал очень резкие солонцовые показания (табл. 148).

Для ряда такыров по Аму-Дарье (Куны-Дарья) был произведен анализ самых поверхностных корочек их, причем оказалось, что они при общей емкости поглощения в 7—11 м.-экв. содержат 1,7—1,9 м.-экв. натрия, т. е. около 20% емкости.

Приведенные материалы дают основание считать, что солонцеватость такыров, повидимому, широко развитое явление, однако этих данных недостаточно для обобщения такого заключения. Такырами вообще называют очень разнообразные почвы, и только массовые систематические исследования могут более точно решить вопрос об их действительной природе.

Практика местного земледелия знает много случаев освоения такыров под посев сельскохозяйственных культур. Обычно вначале они занимаются зерновыми и только после ряда лет интенсивной обработки и удобрения становятся пригодными для других культур, в частности для хлопчатника. Однако осваиваются лишь

Засоление такыров (в процентах)

Горизонт (в см)	Плотный остаток (в %)	Щелочность (в HCO_3)	SO_4	Cl	SO_4 из со- лянокислой рытязки	Фракции меньше 0,01 мм
--------------------	-----------------------------	-----------------------------------	---------------	-------------	---	------------------------------

Разрез № 25, Сипай-Яб, низовья Аму-Дарьи

0—4	0,190	0,111	0,038	0,080	—	50,28
25—35	0,813	0,096	0,302	0,145	—	68,84
50—60	0,560	0,099	0,129	0,130	—	72,79
80—90	0,406	0,102	0,123	0,077	—	38,45
150—160	—	—	—	—	—	4,68

Разрез № 6, урочище Уаз, низовья Аму-Дарьи

0—25	0,694	0,061	0,330	0,097	0,59	82,38
15—25	0,390	0,072	0,164	0,056	0,20	77,50
85—95	0,129	0,050	0,025	0,029	0,06	—

Такыр Ширабада, бассейн Сурхан-Дарьи

0—2	0,056	0,037	Нет	Нет	Нет	29,97
5—15	0,056	0,042	—	—	—	34,64
50—60	1,236	0,017	0,262	0,388	0,611	85,53
75—85	—	—	—	—	—	20,46
180—185	1,534	0,012	0,597	0,267	2,872	80,23

Такыр Иолотанского опытного поля, бассейн р. Мургаба

0—7	0,130	0,032	0,023	0,019	—	38,66
35—46	0,604	0,018	0,268	0,013	—	63,81
95—97	0,410	0,024	0,166	0,021	—	43,01
107—117	0,458	0,033	0,195	0,028	—	71,16
265—297	0,112	0,039	0,032	0,011	—	5,80

Таблица 148

Емкость поглощения почвы такыра и процентное содержание в ней поглощенного натрия (Иолотанская опытная станция)

Горизонты (в см)	Емкость по- глощения (в м.-экв.)	Поглощенный натрий (в м.-экв.)	Процент нат- рия от емко- сти погло- щения
0—10	11,86	2,92	24,9
11—28	14,17	3,22	22,7
29—39	15,41	6,43	41,7
40—90	15,18	8,30	54,7
91—135	13,08	7,06	54,0
136—162	17,55	7,17	40,9
163—236	6,56	2,67	47,6

наилучшие из такыров, т. е. наименее солонцеватые, менее засоленные и обладающие наиболее легким механическим составом.

Обычно участки такыров осваиваются в непосредственном соседстве с песками, причем освоение удастся на маленьких площадях, измеряющихся долями гектаров, с затратой значительного количества добавочного труда на усиленные и специальные обработки и удобрение.

Вообще же такыры являются объектом весьма трудным для сельскохозяйственного и мелиоративного освоения. Главные причины этого заключаются в том, что почвы такыров, как правило, обладают очень тяжелым механическим составом и бедны органическим веществом (менее 1%). При этих условиях почвы совершенно лишены прочной структурности и потому обладают плохими водно-физическими свойствами. Присутствие поглощенного натрия (солонцеватость) придает им высокую степень дисперсации при увлажнении и особую плотность при высыхании, что исключает возможность нормального развития здесь корневых систем. Поэтому при попытках обычной культуры на такырах часты случаи, когда появившиеся всходы при подсыхании почвы гибнут. С другой стороны, известны случаи, когда молодые и здоровые на вид растения (хлопчатник) вдруг погибают при первом поливе. Это явление, повидимому, должно быть объяснено высокой солонцеватостью такыра, дающего сильную концентрацию щелочи при поливе. Таким образом, здесь становится необходимой химизация в целях устранения солонцеватости. Следует иметь в виду, что при засоленности такыра (а это является преобладающим случаем) промывка его представляет тяжелую задачу, ввиду плохих фильтрационных свойств и наличия солонцеватости. Конечно, при соответствующей химической обработке можно добиться улучшения фильтрационных свойств, как это, например, видно из следующих экспериментальных данных Иолотанской станции (Мургаб).

Реагент	Скорость впитывания (в мм в час)	Глубина промачивания (в см)
Вода (контроль)	0,8--1,3	20—30
MgSO ₄	6,5	32
CaSO ₄	3,5	69

Опыт поставлен в поле, в ящиках, при напорах от 20 до 88 см. Эффективность химической обработки значительна. Однако такого рода операция является, во всяком случае, дорогой.

Без химизации улучшение физических свойств такыров может быть достигнуто пескованием. Однако для достижения существенных результатов нужны громадные количества песка (примерно 300—600 т на 1 га) и притом пескование, вероятно, нужно будет повторять через некоторые промежутки времени.

Наконец, большое значение при мелиорации такыров могут иметь органические удобрения (навоз), опять-таки в целях улучшения их физических свойств.

Резюмируя все вышеизложенное, нужно признать, что такыры являются тяжелым объектом для освоения, техника которого разнообразна и подлежит широкому разностороннему изучению.

Область песчаных пустынь. Песчаные пустыни Каракум и Кызылкум занимают всю центральную часть Среднеазиатской низменности и по площади значительно превышают области аллювия и пролювия.

По своему происхождению пески Средней Азии главным образом континентальные, возникшие в результате выветривания гранитов на месте, и частью аллювиальные.

На большей части площади песчаные пространства более или менее закреплены травянистой растительностью (бугристые песчаные степи) или редкими древесными зарослями (саксаул, тамариск и др.).

Развеваемые барханные пески распространены относительно незначительно и преимущественно вблизи оазисов, где растительный покров уничтожался населением, в частности, в результате неорганизованной пастбы скота.

Песчаные пустыни являются крупнейшим пастбищным фондом, на котором выращиваются миллионы голов скота, главным образом овец (каракульские и др.).

По окраинам оазисов песчаные пространства нередко осваиваются под орошение, для чего требуется обычно крупная планировка и кольматаж. После такой подготовки пески становятся полноценными пашнями. В тех случаях, когда пески богаты невыветрившимися силикатными минералами, освоение их особенно продуктивно, так как при орошении сложные минералы быстро выветриваются и масса приобретает суглинистый характер.

По минералогическому составу песчаные породы верхнетретичных отложений представляют собой смесь мелких зерен следующих минералов (в процентах, Георгиевский):

кварц	до 20—35
полевые шпаты (плагиоклазы, микроклин и реже ортоклаз)	7—10
кальцит	1
листочки слюды (мусковита и биотита)	0,5—1,5
бурый железняк	1
цветные минералы (роговая обманка и глауконит)	0,5
галька известково-глинистых пород диаметром до 0,8 мм	1—2,5

Пустоты в песчаниках обычно не превышают 1—20%; на 60—80% они заполнены известково-глинистой массой. Иногда в этой массе, цементирующей песчаник, встречаются остатки микроорганизмов в виде окатанных обломков фораминиферов, мшанок и др.

Также богат различными минералами амударьинский серый слюдистый песок.

Петрографический состав (в процентах) серовато-желтого амударьинского песка диаметром 1—0,5 мм у ст. Репетек приводится ниже (по Э. Н. Благовещенскому):

кварц (и кварцит)	48	пироксены и амфиболы	9
плагиоклаз и микроклин	12	эпидот	1
хлорит	3	рудные минералы	2
актинолит	2	кальцит	3
биотит	12	неопределенные	3
мусковит	5		

Большая перспектива сельскохозяйственного освоения песков открывается в связи с проектами переброски вод р. Аму-Дарьи через песчаные пустыни.

Опыт пропуска воды по Келифскому каналу и сельскохозяйственного освоения прилегающих песков дал вполне благоприятные результаты.

Район Чирчик — Ангрен. Типичным районом, расположенным главным образом в лессовой области, но включающим в себя и речные террасы на галечнике, является бассейн рр. Чирчика и Ангрена, площадью около 0,5 млн. га.

Район представляет часть обширной лессовой области, расположенной в предгорьях Чоткальского и Александровского хребтов, простирающейся от бассейна р. Ангрена на юге до бассейна р. Арыси на севере. На западе район ограничивается р. Сыр-Дарьей.

Область лессов. Местные лессы представляют собой пролювиальный вынос Чоткальского хребта. Шлейф этого выноса смыт р. Сыр-Дарьей, к которой лессовая область переходит крутым уступом. Внутри области лессовый плащ местами разорван выходами коренных третичных и меловых пород. Основные черты характеристики лессовых отложений следующие.

а) Мощность толщи значительна, обычно 19—44 м, но часто и меньше. Пример строения маломощной толщи дает следующий разрез у Ак-Кавака (под Ташкентом, в метрах):

лессовидный суглинок, пористый	3,9
то же, уплотненный	1,8
рыхлый конгломерат с песком	0,8
конгломерат с крупными валунами	0,5
водоносный горизонт на 6,3 м от поверхности .	

б) Сложение толщи иногда весьма однородное на значительную глубину, но часто и явно слоистое.

Примером однородности толщи до глубины 15 м может служить разрез № 3 на Новом Джуне (табл. 149, Ташкент, Е. А. Замарин).

Несмотря на высокую степень однородности, и здесь колебания в количестве глины достигают 15%.

в) По механическому составу породы весьма разнообразны: содержание физической глины в разных образцах составляет от 12 до 69%. Выходы третичных глин содержат до 78% частиц меньше 0,01 мм. В большинстве случаев количество частиц меньше

Механический состав лесса (в процентах) на Повом Джуне (разрез № 3)

Глубина (в м)	Размеры частиц (в мм)		
	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01
0—1	5,0	25,2	69,9
1—3	6,1	32,6	61,3
3—5	5,0	35,6	59,4
5—7	5,9	32,9	61,2
7—9	5,6	39,5	54,9
9—15	5,0	31,0	64,0

0,05 мм достигает 90%, что подчеркивает очень малое содержание в породе элементов песка. Часты случаи, когда самые верхние слои более глинисты, чем нижние.

г) Породы обладают значительной порозностью (около 50—55%) и довольно хорошей водопроницаемостью. Так, для Джунского лесса, при полевом методе определения (в шурфах), коэффициент фильтрации был равен от 0,000385 до 0,001002 и в среднем 0,0007 см/сек (М. М. Решеткин и Е. А. Замарин). Такого же порядка цифры получены на монолитах в лаборатории ВНИИГиМ.

д) С химической стороны породы характеризуются высокой карбонатностью (15—30% CaCO_3), гипсоносностью начиная со второго метра и малым содержанием воднорастворимых солей. Для лесса на Джуне анализ воднорастворимых солей и гипса дал следующие результаты (табл. 150).

Таблица 150

Содержание воднорастворимых солей, гипса и извести (в процентах) в лессе Нижнего Джунга (разрез № 3)

Вещества	Глубина (в м)		
	0—5	5—10	10—15
Плотный остаток	1,3	1,09	0,63
Cl'	0,008	0,009	0,015
SO ₄ "	0,67	0,56	0,32
Гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)	14,5	8,1	6,8
Известь (CaCO_3)	18,8	19,2	21,1

Количество Cl' по всему разрезу ничтожно, тогда как количества гипса значительны.

Рельеф района характеризуется значительными уклонами, что обеспечивает поверхностный сток. Дефектом рельефа является его некоторая неровность из-за выходов коренных пород. Этим создаются трудности проектирования оросительной сети, слишком крутые уклоны затрудняют широкую механизацию, и, наконец, из-за этих же выходов возникают иногда замкнутые понижения, способствующие заболачиванию. Однако это является чисто местным, мало распространенным явлением и не отражается на общей характеристике района.

Грунтовые воды лессовой области в неорошаемых районах залегают на глубине 20 м и ниже от поверхности земли. Зеркало вод имеет ясно выраженный общий уклон к р. Сыр-Дарье и местные уклоны к ее притокам. Это свидетельствует о наличии здесь грунтового потока, хотя непосредственно он не определялся. В орошаемых районах зеркало грунтовых вод резко поднимается до 10 м и менее от поверхности, однако никогда (за исключением местных понижений) не достигает критического уровня, опасного с точки зрения заболачивания и засоления.

Минерализация грунтовых вод незначительна и составляет около 3 мг Cl' и 6 мг SO_4'' на литр. Но в отдельных случаях содержание Cl' может достигать 89 и SO_4'' 224 мг на литр.

Описанный характер грунтовых вод, с мелиоративной точки зрения, является вполне благоприятным.

Почвенный покров лессовой области однообразен и представлен типичными сероземами, более темными на востоке (к предгорьям) и более светлыми на западе (к р. Сыр-Дарье). Первые содержат гумуса до 1,8%, вторые около 1%.

Для характеристики типичного серозема может служить почвенный разрез № 846, сделанный вблизи с. Ишан-Базара в 1,5 км от р. Келеса и проанализированный в почвенно-мелиоративной лаборатории ВНИИГиМ.

Механический состав почвы приводится в таблице 151.

Т а б л и ц а 151

Механический состав почвы (в процентах) (разрез № 846)

Глубина взятия образцов (в см)	Размер почвенных частиц (в мм)						Растворилось при обработке
	> 0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001	
0—5	0,05	12,91	44,14	4,95	7,42	11,13	19,40
25—30	0,03	10,65	43,31	7,12	4,95	9,44	24,50
160—175	0,03	9,57	47,79	10,35	3,50	3,35	25,41

Разрез более глинист в верхней части и становится легче по механическому составу книзу.

Состав воднорастворимых солей показан в таблице 152.

Т а б л и ц а 152

Содержание воднорастворимых солей (в процентах) (разрез № 846)

Глубина (в см)	Плотный остаток	Щелочность (в HCO_3')	Cl'	SO_4''
0—5	0,09	0,05	Нет	0,01
25—30	0,09	0,05	»	0,01
85—90	0,08	0,04	»	Следы
130—135	0,08	0,05	»	»
160—165	1,39	0,02	»	0,78
205—210	1,47	0,02	0,01	0,92

Разрез совершенно выщелочен и только с глубины 160 см резко обозначается гипс.

На монолите этой почвы длиной в 2 м были определены коэффициент впитывания, коэффициент фильтрации (K_{10}) и распределение влажности после насыщения монолита водой (предельная влагоемкость). Коэффициент впитывания оказался равным 0,0005 см/сек, а K_{10} в среднем за полтора месяца фильтрации 0,000205 см/сек. Эти величины того же порядка, что определенные на Джуне в поле.

Показатели предельной влагоемкости приводятся в таблице 153.

Т а б л и ц а 153

Предельная влагоемкость и порозность почвенного монолита № 846

Глубина (в см)	Влажность (в весовых процентах)	Объемный вес	Влажность (в объемных процентах)	Сквашенность (в %)	Процент заполнения пор водой
0--5	25,0	1,26	31,50	53,10	59
10--15	23,10	1,25	28,88	---	--
25--30	23,49	—	29,36	52,72	55
45--50	25,76	—	32,12	53,40	60
85--90	30,32	1,26	38,18	54,50	70
130--135	34,87	1,35	47,12	55,07	86
160--165	34,00	1,32	44,88	51,09	88
190--195	37,15	1,32	49,10	51,09	96

Из этих данных мы видим, что предельная влагоемкость верхних слоев серозема составляет около 60% порозности.

На основании приведенных характеристик серозема можно заключить, что он не содержит в себе каких-либо отрицательных показателей с мелиоративной точки зрения, в частности по условиям залегания не представляет опасности заболачивания. На этом основании следует признать лессовую область Чирчик — Ангрена хорошим и безопасным объектом орошения.

Исключения здесь будут лишь чисто местного порядка и на ограниченных площадях — в замкнутых понижениях, где возникает угроза повышения уровня грунтовых вод и последующего засоления.

А л л ю в и а л ь н а я о б л а с т ь. Аллювиальные отложения распространены по р. Сыр-Дарье, Келес, Куру-Келес и другим мелким логом и, наконец, по Чирчику — Ангрену. Все указанные долины выполнены мощным глинистым и суглинистым аллювием, сильно засоленным (1—9% солей).

Долины рр. Чирчика и Ангрена в среднем и нижнем течении слиты в одну обширную равнину шириной от 2 до 15 км. В поперечном направлении они сложены двумя, а местами тремя террасами, что создаст благоприятные условия для стока. Вдоль рек также имеется значительный уклон.

По характеру аллювиальных отложений долина отчетливо разделяется на два резко различных типа: в верхнем и среднем

течении эти отложения представлены мощной (более 17 м) толщей рыхлых галечников, прикрытых сверху суглинком или супесью, часто иловатой, мощностью около 1 м на нижней террасе и несколько большей на следующих. Таким образом, эти части долины дренированы.

По мере движения вниз по течению реки мощность мелкоземистых отложений нарастает, галечники уходят все глубже и дренирующее значение их уменьшается. Соответственно этому все более нарастают условия заболачивания, чему способствует также общее уменьшение уклонов и подпор р. Сыр-Дарьи. Таким образом, в нижней трети долины возникает обширная область избыточного увлажнения, покрытая камышовыми зарослями.

Грунтовые воды по всей долине находятся на глубине 0,5—3 м. В верхних частях долины они лежат в галечниках и обладают скоростью движения от 5 до 9 м в сутки; по своему составу пресны. В нижней части долины грунтовые воды залегают в мелкоземистом аллювии, мало подвижны и более или менее минерализованы.

Близкое залегание уровня грунтовых вод обуславливает развитие в долине влажнолуговых почв и притом всегда более или менее засоленных. Однако в части галечниковой долины соли легко выщелачиваются в грунтовый поток, что практически здесь всюду и наблюдается на площадях, занятых посевами риса. Фильтрационная способность местной маломощной толщи суглино-супеси значительна и, например, для разреза № 851 у Куйлюка она определена в 1-метровом монолите в пределах 0,001—0,0006 K_{10} (см/сек.).

В нижней части долины засоление почв более значительно, а условия промывок затруднены. Повидимому, в ряде случаев здесь возникают и солонцовые явления. Так, например, анализ почвы из разреза № 835, заложенного между поселками Солдатским и Самарским, на промытом в результате посева риса участке дал следующий результат (табл. 154).

Т а б л и ц а 154

Результаты анализа водной вытяжки из почвы (в процентах) (разрез № 835)

Глубина (в см)	Плотный остаток	Щелочность (в HCO_3')	Cl'	SO_4''
0—5	0,13	0,10	Следы	0,01
24—29	0,32	0,25	»	0,02
60—65	0,30	0,19	0,01	0,05
175—180	0,08	0,05	Следы	0,02

Засоление здесь ничтожное, но щелочность очень высокая, что свидетельствует о солонцеватости. Соответственно, фильтрационная способность этих почв сильно понижена, и коэффициент впитывания, определенный в 2-метровом монолите, оказался равным очень малой величине — 0,000005 см/сек.

Оценивая условия Чирчик-Ангренской долины, следует признать, что в сельскохозяйственном отношении ее мелкоземистые аллювиальные отложения и влажнолуговые почвы являются полноценным объектом, допускающим развитие всех сельскохозяйственных культур.

В мелиоративном отношении долина не равноценна по всей длине. В области близких галечников условия вполне благоприятны: возможные явления заболачивания и засоления легко могут быть ликвидированы применением правильного режима орошения и действием естественного дренажа.

Однако уже в среднем течении на обширных площадях мощность мелкоземистого наноса становится более значительной и естественный отток оказывается меньше притока естественных грунтовых и ирригационных вод. Здесь широко начинает распространяться заболачивание. Опыт закладки ряда коллекторов показывает высокую их эффективность. Таким образом, освоение этой зоны, повидимому, не может представить сколько-нибудь серьезных затруднений.

Значительно большие трудности представляют низовья долины. Здесь гораздо сильнее заболачивание вследствие малых поверхностных уклонов и отсутствия естественного дренажа. Более сильное засоление почв, повидимому, вызывает при промывках солонцовые явления. Степень выраженности их и географическое распространение пока неизвестны и, следовательно, практическая оценка их невозможна. Таким образом, значительная часть долины требует дальнейшего широкого изучения.

Верхнее течение Аму-Дарьи. Д о л и н а р. В а х ш а. Вахшская долина, расположенная южнее 38-й параллели, является одним из важнейших районов Советского Союза, пригодных для возделывания высококачественных сортов египетского хлопчатника. Этот район занимает сравнительно узкую полосу по левому берегу р. Вахша, от выхода его из гор выше г. Курган-Тюбе и до впадения в р. Пяндж.

Поперечный профиль, перпендикулярный Вахшу, складывается из трех (местами четырех) аллювиальных террас, предгорной равнины и собственно горных возвышенностей. Первая, самая низкая терраса, возвышающаяся над Вахшем примерно на 1 м, имеет ничтожное развитие и хозяйственного интереса не представляет. Сложена она преимущественно галечниками, песками и супесями.

Вторая терраса возвышается над поймой на 3—5 м по р. Пянджу и на 5—12 м по р. Вахшу. Территориально она гораздо более развита. Сложена песками, супесями и суглинками, подстилаемыми галечниками.

Третья терраса возвышается еще на 12—15 м и очень широко развита, особенно на севере, кругом г. Курган-Тюбе. Сложена преимущественно аллювиальными суглинками, супесями и глинами. От четвертой, древней террасы сохранился лишь небольшой

кусочек на северо-восток от г. Курган-Тюбе, примыкающий уже к коренным холмам.

На всей остальной территории третья терраса переходит в плоскую предгорную равнину, уступом высотой до 80 м у р. Пянджа и до 5—15—17 м по Вахшу. Эта равнина сложена мощными делювиально-пролювиальными (лессовыми) суглинками.

Выше предгорной равнины лежат мягкие горные возвышенности, сложенные рыхлыми красноцветными и серыми песчаниками, обычно гипсовыми, и покрытые суглинками. Все они располагаются выше зоны орошения.

Предгорная равнина. Топографически равнина представляет плоскость, наклонную с востока на запад, к Вахшу. Она слабо рассечена плоскими логами и является хорошей территорией для орошаемого земледелия. Геологическое строение предгорной равнины по естественным обнажениям у р. Пянджа следующее: сверху, на 5—15 м, залегает однородный серовато-желтый суглинок (лесс). Ниже суглинок переслаивается обильными пластами гравия, галечников и песка.

При бурении скважины в южной части лессовой равнины, на так называемом Джилликульском плато, близ обрыва в аллювиальную равнину оказалось, что 8-метровую толщу лессовидного суглинка подстилает песок. Лессовидный суглинок имеет не совсем однородное сложение: более глинистые прослойки с содержанием частиц менее 0,01 мм до 50—60% чередовались с более песчаными, в которых содержание физической глины падало до 20% и менее. В другой скважине, расположенной восточнее первой, ближе к горам, было пройдено 12 м лессовидных суглинков и песка не встречено. При бурении скважины в северной части Джилликульского плато пройдено 16 м суглинков, перемежающихся с супесями, и встречен галечник.

Предгорная равнина севернее мыса Кызыл-Тумшук (так называемое урочище Ак-Газа) имеет тот же характер, но мощность рыхлых однородных лессов здесь, повидимому, не менее 30 м. Количество физической глины колеблется около 30—40%. У предгорий глинистость верхнего горизонта падает до 27%.

Очень характерной и важной чертой предгорной равнины является чрезвычайно рыхлое и пронизываемое для воды сложение суглинков. Этим объясняется то, что горные селевые потоки не проникают вглубь равнины, поглощаясь у самых гор. Поэтому на равнине нет размытых оврагов, а встречаются лишь редкие плоские балки.

В связи с рыхлостью лессов для них характерна ярко выраженная просадочность. Она обнаружилась в самом начале работы, когда на втором участке Ак-Газа был проведен хозяйственный арык на расход воды около 40 л/сек. Глубина просадки достигала здесь 0,7 м. Кроме того, для этих лессов характерна легкая размываемость, что является особенно опасным на косогорных участках каналов.

Специальные обследования показали, однако, что в пределах предгорной равнины просадки и размываемость не превышают известных уже в практике строительства размеров (Джун, Северный Кавказ и др.). В настоящее время проведенное строительство в общем подтвердило это заключение: канал первой очереди уменьшенного сечения, рассчитанный на замочку и осадку, работает.

Явления осадки почв будут иметь место всюду и на полях, особенно после первых поливов, что создает неблагоприятный микрорельеф поля. Это обязывает предусмотреть предварительные поливы полей с осени (замочки) и планировочные работы. Размер оседаний на полях измеряется, повидимому, величинами 20—30 см, не считая отдельных значительных провалов по ходам землеросов и муравейникам.

Все лессовые толщи содержат 15—20% извести и сравнительно незначительные количества воднорастворимых солей. Так, на Ак-Газе Cl^- и SO_4^{2-} встречаются с глубины 2 м и до глубины 5 м, причем их содержание не достигает в сумме 1%.

На Джилликульском плато для скважины, расположенной близ адыров (холмы гор), определено содержание солей на глубине 1,5 и 12 м. Солей обнаружено лишь 0,1—0,3%. В другой скважине, заложенной в центре Джилликульского плато, во втором метре солей содержалось больше — 0,8%. Эта цифра, повидимому, более или менее характерна, так как и в почвенных разрезах около р. Пянджа обнаружено примерно то же количество солей. В последнем случае содержание их на глубине 2 м было равно: гипса 0,14%, хлористого натрия 0,138%. Следовательно, для центральной части Джилликульского плато следует признать наличие заметного количества воднорастворимых солей во втором метре.

На лессовой террасе глубина грунтовых вод нигде не определялась, но, во всяком случае, они залегают не ближе 20 м от поверхности. Учитывая хорошую водопроницаемость всей толщи суглинка, нельзя предвидеть, чтобы грунтовые воды после орошения смогли принять здесь участие в почвообразовании.

Почвенный покров рассматриваемой геоморфологической области представлен светлыми сероземами. Они развиты как на Джилликульском плато, так и на севере, в урочище Ак-Газа. По механическому составу это суглинки (средние), с количеством физической глины в первом метре около 30%. Данные для более глубоких слоев приведены выше. Засоление первого метра не достигает 0,1%, причем SO_4^{2-} нет, а Cl^- содержится около 0,002%. Во втором метре, как упомянуто, количество солей поднимается до 0,8%.

На основании изложенного следует признать, что рассматриваемая лессовая территория по характеру почв и гидрогеологическим условиям не внушает опасений в отношении солевого режима. В качестве исключения из этого нужно отметить следующее. Юго-западный угол Джилликульского плато представляет

развернутый шлейф, не обрывающийся в долине Вахша, а упирающийся в песчаные пространства урочища Кум-Сынгыр. Этот участок, повидимому, является более глинистым, гидрогеологические условия его хуже, и в связи с этим здесь замечается большое засоление, достигающее 1—2% всех солей на небольшой глубине от поверхности (2 м). Соответственно этому данный участок должен быть отмечен как сомнительный по своему будущему состоянию после орошения.

Третья терраса р. Вахша. Следующей геоморфологической зоной является третья терраса р. Вахша, на которой развито орошение. Она лежит ниже предгорной долины на 5—15 м по р. Вахшу и на 80 м по р. Пянджу и является областью древних аллювиальных отложений. Географически эта терраса развита чрезвычайно широко, включает всю Курган-Тюбинскую равнину и простирается далее на юг, вдоль р. Вахша, более узкой полосой вплоть до р. Пянджа. Рельеф равнинный, но с широко развитыми обширными плоскими бессточными западинами. Геологическое строение, по данным бурений, характеризуется следующими показателями: в Курган-Тюбинском районе мелкоземистая (суглинистая, иногда супесчаная) свита достигает 4—8 м, подстилается галечником. В Джиликкульском районе схема строения остается та же, но мощность суглинистой толщи возможно несколько возрастает; галька встречается здесь на глубине от 4 до 11 м.

Эта пестрота мощностей совершенно естественна и не поддается обобщению. Так же пестр и механический состав аллювиальной свиты, но преобладающими грунтами являются все же суглинки и более легкие разности, но не глины. Это не относится, однако, к самому верхнему слою свиты, представленному позднейшим культурно-ирригационным наносом, по преимуществу глинистым. Засоление грунта незначительное, измеряющееся десятками долями процента, за исключением, однако, двух районов, данные по которым будут приведены отдельно.

Грунтовые воды в районе г. Курган-Тюбе минерализованы в пределах 1,5—2,5 г солей на литр. Залегание грунтовых вод всюду отмечено на глубинах 4—5 м, а иногда и ниже.

Почвенный покров относится к типу так называемых культурно-оазисных почв, т. е. образовавшихся по преимуществу за счет отложения наносов поливных вод. Это район бывшего широко развитого рисосеяния.

По механическому составу почвы преимущественно глинистые с содержанием физической глины 50—75%. Засоление орошаемых почв незначительно и измеряется всего десятками долями процента, но в этих пределах в зависимости от топографических и культурных условий весьма пестро.

Описанный характер почв и гидрогеологических условий является господствующим в Курган-Тюбинском и Джиликкульском районах.

Общее геологическое строение третьей террасы р. Вахша как объекта орошения представляется, как будто, вполне благоприятным: в основании ее лежат крупные галечники, что должно обеспечивать отток грунтовых и фильтрационных вод.

Необходимо отметить, что характеристик грунтового потока еще нет и, следовательно, иметь суждение о величине оттока не представляется возможным. Бытовое положение зеркала грунтовых вод заставляет, однако, предполагать, что этот отток здесь все же затруднен. На это указывает то, что фактически грунтовые воды лежат не в галечнике, а значительно выше, в мелкоземистых отложениях. Это положение их является, повидимому, выражением установившегося равновесия между величиной естественного оттока и величиной притока фильтрационных ирригационных вод.

Отсюда можно сделать вывод, что даже при существующей степени загрузки территории галечники не обеспечивают оттока воды, поступающей в результате фильтрации, и зеркало грунтовых вод оказывается несколько приподнятым. При увеличении же орошаемых площадей приток от фильтрации неизбежно увеличится, хотя и не пропорционально увеличению территории. Тем не менее возможно заметное повышение грунтовых вод. Поскольку настоящее их стояние, по существу, находится на критическом уровне (4—5 м), постольку подъем их должен будет вызвать развитие засоления, особенно резкое во всех замкнутых понижениях рельефа.

Кроме описанных лучших, не засоленных территорий, на третьей террасе имеется три значительных очага засоленных почв. Каждый из них залегает в совершенно особых условиях и потому освещается отдельно.

Наиболее резкой зоной засоления является так называемое урочище Кафыр. Степень засоления здесь почв могут характеризовать данные по разрезу № 60 (табл. 155).

Таблица 155

Содержание воднорастворимых солей в почве (разрез № 60)

Соли	Глубина (в см)					
	0—2	2—12	30—40	80—90	170—180	185—195
Плотный остаток (в %)	42,84	8,41	5,75	6,47	2,41	2,77
SO ₄ ²⁻ (в м.-экв.)	3,40	1,19	1,01	0,93	0,71	0,78
Cl ⁻ (в м.-экв.)	19,84	3,15	2,03	2,44	0,66	0,68
SO ₄ ²⁻ , извлекаемый 5%-ной HCl (в м.-экв.)	8,34	6,30	5,03	2,88	3,60	3,03

Мы видим, что засоление почвы очень велико. В этом же районе заложена гидрогеологическая скважина № 26. Профиль почвогрунта там, где заложена скважина, следующий: 0—3 м — суглинок сероватый, плотный, сухой; 3—16 м — суглинок желто-

ватый, с 5 по 7 м с красноватым оттенком, с 7 м от поверхности — водоносный. Минерализация воды в скважине характеризуется следующими показателями: плотный остаток 22,4 г/л, Cl^- 9,3 и SO_4^{2-} 6,7 г/л. Данные о засоленности грунта и механическом составе приводятся в таблице 156.

Т а б л и ц а 156

Механический состав почвогрунта и содержание воднорастворимых солей (в процентах) (скважина № 26)

Соли и фракции почвы	Глубина (в м)							
	1	2	3,3	4,7	6,5	9,0	11,3	16
Плотный остаток	2,0	1,0	3,0	1,0	1,0	0,5	1,0	1,0
Частицы меньше 0,01 мм	71,93	49,17	—	63,24	—	—	69,29	78,16
» 0,01—0,05 мм .	6,51	26,55	—	26,52	—	—	28,61	18,27
» 0,05—0,25 » .	21,09	22,21	—	9,02	—	—	2,08	0,33
» крупнее 0,25 мм	0,47	2,07	—	1,22	—	—	0,07	3,24

Как видно из таблицы, при весьма тяжелом механическом составе грунта засоление до глубины 16 м не опускается ниже 1%. Площадь такого засоления составляет около 6000 га и располагается в петле древней долины р. Вахша, подпертой мысом Кызыл-Тумшук. В эту петлю р. Вахш забрасывала наиболее мелкоземистые отмученные осадки, чем и объясняется тяжелый механический состав, который установлен при бурении скважины № 26. Совершенно естественно, что выщелачивание солей из такой мощной толщи не обеспечено. Кроме того, эта территория является устьем обширной, так называемой Таш-Рабатской горловины, через которую выносятся сюда из гор и откладываются илистые частицы и соли. Сама Таш-Рабатская долина также значительно засолена, вплоть до наличия пухлых солончаков.

Второй район засоления располагается на запад от Курган-Тюбе и может быть охарактеризован следующими данными (табл. 157).

Т а б л и ц а 157

Содержание воднорастворимых солей в почве (в процентах) (разрез № 39 из комплекса № 8)

Соли	Глубина (в см)					
	0—1	1—10	15—20	105—115	235—242	400—405
Плотный остаток	8,7	2,3	6,3	1,2	2,1	0,2
Cl^-	0,77	0,36	1,19	0,28	0,42	0,02
SO_4^{2-}	4,25	1,00	2,51	0,44	0,77	0,09

В другом разрезе (№ 52 из комплекса № 12) содержание солей в почве до глубины 160 см составляет от 2,8 до 1,7%. Таким образом, засоление здесь сильное и не допускает возделывания

сельскохозяйственных культур без предварительных промывок почвы. Такие промывки можно проектировать без дренажа, в расчете на естественные дренажные свойства галечника. Однако выше были отмечены обстоятельства, которые обязывают оценивать естественную дренажную способность долины с большой осторожностью.

Что же касается конкретно рассматриваемого района засоления, то он оказывается в особо специфических условиях для Вахшской долины. Эта специфичность заключается в том, что здесь древний поток р. Вахша, откладывая галечники, упирается в два препятствия: в останцы коренных пород и возвышенности Урта-Боз и Таш-Тюбе. Можно предполагать, что перед этими препятствиями р. Вахш отлагала иную свиту пород, чем на своем фарватере. Здесь нет геологического разреза, но имеется скважина № 32 у головы арыка Зарзар, которая лежит, повидимому, в протоке, прорывавшемся между Урта-Бозом и Таш-Тюбе. Эта скважина не характеризует точно типа интересующих нас отложений, но дает некоторые указания о возможном их строении (табл. 158).

Т а б л и ц а 158

**Механический состав отдельных слоев почвы (в процентах)
(скважина № 32)**

Диаметр частиц почвы (в мм)	Глубина (в м)											
	0,9	2,0	3,15	4,50	5,0	7,05	8,50	9,50	11,0	12,5	12,9	
Меньше 0,01 мм . .	39,48	30,00	28,78	52,50	69,28	65,02	43,18	45,90	67,76	55,48	42,70	
0,01—0,05 » . .	38,86	39,48	30,46	31,72	22,40	23,66	34,16	37,86	20,44	29,00	25,25	
0,05—0,25 » . .	30,46	30,40	40,46	15,52	8,06	10,86	21,26	15,74	11,40	14,82	26,36	
Более 0,25 » . .	0,20	0,12	0,30	0,26	0,26	0,46	1,40	0,50	0,40	0,70	5,68	

Цифры показывают, что здесь тяжелосуглинистая, а в пределах 4—8 м глинистая свита. Этим, вероятно, объясняется и высокое стояние грунтовых вод — на глубине 5,5 м. Если таков механический состав в бывшем протоке р. Вахша, то по сторонам его, может быть в заводях, соответствующих зоне засоления, можно предполагать наличие еще более тяжелых грунтов и подпора грунтового потока вышеупомянутыми возвышенностями. При этих условиях рассчитывать на естественный дренаж едва ли возможно, и необходимо проектировать искусственный водоотвод в первую очередь в виде мощной коллекторной сети, а частично может быть и дренажа.

Последний район засоления расположен на юго-западе, при слиянии рр. Вахша и Пянджа, и занимает обширную площадь около 40 000 га. Это так называемое урочище Кум-Сынгыр. Оно представляет область грядовых и частью развеваемых песков, с глинистыми такырно-солончаковыми площадями среди них. Подробного исследования района пока нет.

Таким образом, земельный фонд Вахшского объекта разнообразен. Наряду с обширными вполне доброкачественными территориями здесь имеют место столь же значительные площади, требующие к себе серьезного и разнообразного мелиоративного подхода. Основной задачей периода широкого освоения этого района должно явиться обеспечение продуманного, индивидуального, а не обезличенного подхода к отдельным земельным массивам.

Бассейн р. Зеравшана. Бассейн р. Зеравшана включает в себе два крупных орошаемых оазиса — Самаркандский и Бухарский. Геоморфологически здесь выделяются два района: высокий — лессовый и низкий — аллювиальный. Лессовый представлен только в Самаркандском районе и расположен по обоим берегам р. Зеравшана. Он сложен мощными пролювиально-делювиальными толщами, обрывающимися в долину р. Зеравшана обычно отвесными обнажениями мощностью 10—20 м. Механический состав их может быть охарактеризован следующими данными по разрезам № 4 и 5, заложенным у Палван-Арыка (табл. 159).

Т а б л и ц а 159

Механический состав почвы (разрезы № 4 и 5)

№ разреза	Горизонт (в см)	Содержание частиц (в %) диаметром (в мм)									
		5	3	1	1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	Сумма до 0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001
4	0—8	—	—	—	0,81	10,65	33,96	49,58	1,67	2,45	0,88
	50—60	—	—	—	0,19	8,26	21,83	69,72	—	—	—
	99—100	0,33	0,60	0,17	0,47	9,59	33,34	55,50	—	—	—
	200	—	—	—	0,02	1,06	38,92	60,00	—	—	—
5 (в 60 м от разреза № 4)	300	—	—	—	0,46	0,94	31,85	66,75	—	—	—

Присутствие в почвогрунтах крупных механических элементов отмечено другими анализами и для левобережной лессовой толщи.

Интересна сортировка механических элементов по склону пролювиального шлейфа (табл. 160).

Рельеф лессового района в большинстве случаев хорошо развит, со значительными уклонами, рассечен массой глубоких балок и саев, что обеспечивает прекрасное дренирование. Грунтовые воды обычно глубоки (ниже 10 м). Толща в общем хорошо промыта от воднорастворимых солей, количество которых в почвенных слоях не превышает 0,1%. На этом фоне формируются нормальные сероземы высокой сельскохозяйственной и мелиоративной ценности.

Изменение механического состава верхних горизонтов почвы на разных частях склона (в процентах)

Местоположение разрезов	Номер разреза	Горизонт (в см)	Количество частиц < 0,01 мм
Верхняя треть склона	4	0—8 90—100	49,58 55,50
Средняя треть склона	7	0—8 95—100	50,94 60,85
Нижняя треть склона {	10	0—7	55,27
	12	90—100 0—7	63,96 66,90

Аллювиальный район гораздо более широко развит и представлен как в Самаркандском районе, так и в Бухаре, где в него полностью входит орошаемый оазис. Серая слоистая аллювиальная толща представлена по преимуществу суглинками, механический состав которых показан в таблице 161.

Таблица 161

Механический состав почвы (разрезы № 9, 17, 18 и 19)

Место закладки разреза	№ разреза	Горизонт (в см)	Количество частиц (в %) диаметром (в мм)						
			1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	Сумма < 0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001
Верхняя половина Мианкале	17	0—7	16,31	20,72	31,20	31,77	—	—	—
		90—100	3,86	17,97	25,36	52,81	—	—	—
	19	0—7	0,96	8,19	21,78	69,07	—	—	—
		90—100	1,03	6,17	33,57	59,23	—	—	—
Нижняя половина Мианкале	9	0—10	0,34	15,74	32,83	51,09	26,99	7,73	16,37
		50—60	0,67	21,99	30,09	47,25	—	—	—
		110—120	0,15	11,25	22,45	66,15	—	—	—
		200—210	—	2,13	32,2	65,67	34,63	3,29	27,75
		290—300	0,66	0,54	3,53	95,27	30,73	11,23	53,31
		410—420	2,90	32,33	21,66	43,11	19,85	3,35	19,91
		530—540	4,26	6,87	14,82	74,11	36,14	5,88	32,09
Бухара, система Ханабад	18	1—11	0,02	6,83	16,03	75,41	39,20	4,28	31,93
		30—40	2,17	9,58	21,94	68,42	35,86	8,14	24,42
		161—171	0,10	9,50	28,75	61,65	36,04	1,83	23,78
		221—231	1,77	20,38	28,14	49,73	31,62	0,89	17,22
		270—280	0,08	76,49	8,79	14,64	8,49	0,65	5,50

Мощность суглинков сильно варьирует — от нескольких десятков сантиметров в верхних частях Самаркандского района до 5 м и больше ниже по течению р. Зеравшана и в верхней части Бухары. Всюду, за исключением средней и нижней части Бухары, суглинки подстилаются крупным рыхлым зеравшанским галечником. Рельеф везде плоский, неправильный, типичный для долин, бессточный. Гидрологический и солевой режим в этом районе

своеобразен. Грунтовые воды лежат здесь в галечниках, причем, благодаря рыхлости последних и значительному общему уклону, воды по существу представляют скрытый, замедленный поток р. Зеравшана. Считаясь пресными, эти воды несут в себе все же некоторое количество солей и в течение длительных периодов времени, при наличии постоянных капиллярных токов вверх, служат источником засоления грунтов и почв. И действительно, в естественном своем виде эти аллювиальные толщи всегда засолены, причем характерно поверхностное засоление.

Для иллюстрации приведем некоторые валовые определения и данные водной вытяжки по тому же разрезу № 18 с системы Ханабад близ Бухары, для которого выше дан механический анализ (табл. 162).

Т а б л и ц а 162

Химический состав почвы (в процентах) (разрез № 18)

Горизонт (в см)	Гигро- скопиче- ская вода	Гумус	CO ₂	Сухой оста- ток	Щелоч- ность (в HCO ₃)	Cl'	SO ₄ "	Ca"	Mg"
Корочка									
0—1	6,08	1,81	4,54	35,63	0,150	1,099	20,692	0,190	1,809
1—11	1,48	1,15	8,05	1,201	0,048	0,320	0,169	0,050	0,014
30—40	1,03	0,93	8,24	0,218	0,058	0,016	0,052	0,014	0,007
161—17	0,68	—	8,22	0,246	0,051	0,006	0,019	0,011	0,005
121—23	0,65	—	7,47	0,147	0,069	0,003	0,024	0,009	0,002
270—280	0,16	—	5,71	0,111	0,045	0,009	0,024	0,009	0,002

Сельскохозяйственное освоение этих засоленных территорий здесь в значительной мере облегчено: при всяком достаточно обильном поливе соли вымываются до грунтовых вод и уносятся потоком последних. Эта дренирующая роль галечников обеспечивает рассоление земель при культуре везде, где мощность аллювиальных суглинков незначительна. Такова верхняя треть Зеравшанского оазиса. Ниже, включая и Бухарский район, в связи с увеличением мощности суглинков связь с галечниками еще осуществляется, но энергия обмена значительно затруднена. Обычный здесь прием рассоления — зимние промывки — вызывает сильный подъем грунтовых вод (до 1 м и менее от поверхности). В течение лета воды медленно рассасываются, опускаясь на глубину 4—5 м к зиме. В дополнение к этому естественному дренажу здесь необходимы искусственные водоотводные каналы, которые и функционируют здесь исстари, но покуда в недостаточном количестве. В самом нижнем районе (Кара-Куль) естественный дренаж практически перестает играть роль. Здесь засоление развито особенно широко, и потому ощущается большая потребность в искусственной дренирующей сети.

Бассейн р. Аму-Дарьи. В бассейне р. Аму-Дарьи, на всем ее протяжении, имеются оба типа строения долин, описанные выше,

а именно: в верхнем течении, особенно по рр. Вахшу и Пянджу, долина представлена рядом резко выраженных террас, а по выходе на равнину, в среднем и нижнем течении, река течет в своих собственных мягких наносах и ложе ее более или менее приподнято над древней поймой.

Древняя пойма в среднем течении обнимает реку сравнительно узкой лентой, не превышающей нескольких километров, тогда как в нижнем течении, ниже Ташсакинского прорыва, она быстро расширяется до 40—80 км (древняя Сарыкамышская дельта), а в современной дельте (Кара-Калпакия, севернее линии Тахия-Таш — озеро Ай-Бугир) до 120 км и более.

Область всей этой низкой древней долины является основным плацдармом, на котором развивалось орошение в древности, на нем расположены все основные современные орошаемые массивы и здесь же проектируется орошение крупных новых территорий. Всей этой дельтовой области присуща общность основных мелиоративных признаков, и вместе с тем она может быть подразделена, по крайней мере, на три следующих крупных района, каждый из которых обладает своими специфическими важными чертами:

1) верхнедельтовый Ново-Ургенчский, сложен мощной толщей Амударьинских песков, прикрытых маломощной свитой суглинков;

2) среднедельтовый Куны-Дарьинский (Ходжейли — Куны — Ургенч), сложенный мощной толщей слоистого аллювия, преимущественно суглинисто-глинистого, с песчаными прослоями и линзами и глубокими минерализованными грунтовыми водами; оба района лежат в пределах древней Сарыкамышской дельты Аму-Дарьи;

3) нижнедельтовый Кунград-Чимбайский (современная Аральская дельта Аму-Дарьи), плоский, частично затопляемый паводками и в настоящее время, сложен преимущественно иловатыми отложениями с прослойками тонких песков; грунтовые воды минерализованы и близки к поверхности. Ниже дается краткая почвенно-мелиоративная характеристика этих районов.

Ново-Ургенчский район. Это обширный район издревле существующего орошения. Геоморфологически он представляет верхнюю часть древней дельты Аму-Дарьи шириной до 50 км. Топографически это очень плоская равнина, наклоненная в двух направлениях: на северо-запад вдоль Аму-Дарьи и на юго-запад к Каракумам, перпендикулярно Аму-Дарье.

Средние уклоны поверхности характеризуются величинами 0,00030—0,00025. Уклоны же к местным западинам рельефа несколько больше и в отдельных случаях достигают 0,01.

Район на всей своей основной площади выполнен аллювиальными песками серо-стального цвета, мощность которых достигает 25 м. По юго-западной окраине района, вдоль Каракумов, залегают преимущественно суглинки и глины, отложившиеся в значительной части в озерных бассейнах; мощность этой свиты до-

стигает местами 5—7 м, и подстилается она обычно третичными песчаниками.

Вся эта свита аллювиальных отложений сформирована древними руслами Аму-Дарьи — Дауданом и Дарьялыком (Куня-Дарья), впадающими в Сарыкамыш; эти русла видны в рельефе и в настоящее время в виде плоских вытянутых понижений, частично заполненных золотым песком.

Толща песчаных отложений почти всюду прикрыта слоем суглинков мощностью 1—2 м, возникших в результате многовекового орошения мутной амударьинской водой (так называемый «культурно-ирригационный» нанос).

Аллювиальные пески, как правило, тонкозернисты, хорошо отсортированы, обладают свойствами плавунцов и характеризуются следующим механическим составом (табл. 163).

Таблица 163

Типичные показатели механического состава аллювиальных песков (Георгиевский)

Глубина взятия образца (в м)	Крупный песок		Мелкий песок 0,25—0,05 мм	Песчаная пыль 0,05—0,01 мм	Всего песка	Частич мельче 0,01 мм
	> 1,0 мм	0,1—0,25 мм				
	в процентах					

Пески чистые серо-стальные

0,80	Нет	3,58	95,10	0,67	99,35	0,65
1,20	»	0,29	91,12	6,18	97,59	2,41

Пески заиленные серые

5,17	Нет	16,92	77,72	2,67	97,31	2,69
3,15	»	1,81	91,93	1,90	95,64	4,36

Пески илистые, темносерые и буровато-серые

0,86	Нет	0,11	58,54	35,82	94,47	5,53
1,0	»	5,28	80,90	6,01	92,19	7,81

Чистые пески приурочены преимущественно к руслам Даудана и Дарьялыка.

Методом кратковременных откачек Б. М. Георгиевский установил для местных отложений следующие значения коэффициента фильтрации:

чистые пески	—	от 33 до 12 м/сут, или в среднем 21,8 м/сут
илистые »	»	7,20 до 5,35 » » » 6,9 »
супеси	»	5,19 » 4,68 » » » 4,9 »
суглинки	»	3,26 » 2,34 » » » 2,7 »
глины	»	2,34 » 0,74 » » » 1,5 »

Уровень грунтовых вод по всему району чрезвычайно высок и лежит в пределах 0—3 м от поверхности. Средняя глубина грунтовых вод для всего района (орошаемого и неорошаемого) составляет в июле—августе около 100—140 см.

Минерализация грунтовых вод наиболее часто составляет около 2—4 г солей на литр, но амплитуда засоления весьма велика — от 0,5 г (около оросительных каналов) до 50 г на литр (под солончаками).

Тип минерализации грунтовых вод преимущественно смешанный, сульфатно-хлоридный, под солончаковыми площадями часто преобладает хлоридный.

Не подлежит никакому сомнению, что такой высокий горизонт грунтовых вод является не первобытным, а создан многовековым примитивным орошением, связанным с громадными потерями воды на фильтрацию в каналах и неправильными, преувеличенными поливными нормами.

Отсутствие в данном случае достаточного дренирующего эффекта подстилающих песков объясняется, во-первых, общими малыми уклонами зеркала грунтовых вод, а во-вторых — тем, что эти аллювиальные пески на западе подперты песчаниками, на севере — глинистыми отложениями Куня-Дарьи, а на востоке и северо-востоке — руслом Аму-Дарьи.

Слабый боковой отток осуществляется, вероятно, только по пескам Даудана и Дарьялыка. В силу этого Южный Хорезм представляет как бы песчаный бассейн, выполненный фильтрационными оросительными водами.

Под влиянием длительного орошения и близких грунтовых вод первичные сероземные почвы района приобрели характер почв влажнолугового типа, часто засоленных. Это засоление в большинстве случаев является вторичным и особенно широко развито в концевых частях оросительных систем.

Практика показывает, что при существующих уровнях и минерализации грунтовых вод обычно достаточно одного лета для того, чтобы поверхность многих полей засолилась до такой степени, что возделывание растений стало невозможным. Высота капиллярного поднятия для местных условий характеризуется следующими показателями (в метрах, Б. М. Георгиевский):

пески	0,30
супеси	0,50—0,75
суглинки	1,50—2,50
глины	2,50—3,00

Для рассоления почвы здесь необходимо ежегодно зимой или ранней весной обильно промывать поля (3000—6000 м³/га воды). Однако в этом случае осенью культуры часто оказываются под угрозой засоления. Естественно, что в таких условиях требуются значительные затраты сил на зимние поливы, а последние утяжеляют гидрогеологический режим и создают солончаки и болота на перелогах, между культурными полями, и вместе с тем неблагоприятную санитарно-гигиеническую обстановку района.

Учитывая местные почвенно-гидрогеологические условия, есть все основания полагать, что рациональное переустройство си-

стем, нормальная их эксплуатация и редкая глубокая коллекторная сеть могут быстро улучшить баланс грунтовых вод, понизить их уровень и тем самым обеспечить коренное мелиоративное оздоровление района.

К у н я - Д а р ь и н с к и й р а й о н. Эта территория представляет собой полосу, вытянутую с востока на запад, от р. Аму-Дарьи и до обрыва Усть-Урта. Северной границей ее является древний проток Аму-Дарьи, теперь сухой, так называемый Куня-Дарья, протекающий севернее Куня-Ургенча. На юге расположено урочище Уаз. Район в целом представляет область древней дельты р. Аму-Дарьи. Когда-то территория, повидимому, в значительной части орошалась, так как сохранились следы ирригационных систем, крупных населенных пунктов и значительные площади культурно-иригационных наносов. Площадь контура района около 0,5 млн. га.

Топографически район представляет чрезвычайно плоскую равнину, наклоненную только частью по течению р. Аму-Дарьи, а главным образом под углом к ней на северо-запад и запад. Аму-Дарья течет теперь в приподнятых над местностью своих собственных наносах. Уклоны равнины крайне незначительны и едва достаточны для устройства оросительных и сбросных каналов (0,0001—0,0008).

Общая равнинность деформирована редкими возвышенностями — остатками древних коренных пород (меловых и третичных) и, с другой стороны, развеянными песками. Включения бугристых и иных песков занимают по отдельным районам от 5 до 50% площади. В среднем для всей площади пески составляют 16%, а для западной половины 22,4%.

Пески не являются объектом орошения, тем не менее значение их существенно. Помимо того, что они деформируют рельеф, значительные территории местных глинистых почв требуют пескования, и с этой точки зрения песчаные массивы могут явиться источником необходимого для пескования материала. Наряду с этим развевание песков представляет существенную угрозу засыпания полей. Местами передвижение песков может быть очень значительным. Например, отмечено, что у скважины № 27 песчаные бугры высотой 2,5—3 м передвинулись за 6 часов на 10 м. У Сипай-Яба отмечено передвижение песка за одни сутки на 30 м. В ряде случаев пески рассеяны на равнинной территории мелкими буграми, и здесь при освоении потребуется специальная планировка полей для устранения препятствий работе сельскохозяйственных машин.

Геологически и литологически район представляет исключительно пеструю свиту пород, однако схематически его можно подразделить на следующие три части.

1. Восточная — от Аму-Дарьи и примерно до линии Куня-Ургенч — Ильялы — представляет область как бы распластанного прируслового вала и характеризуется преобладающим

развитием аллювиальных песков с глинистыми и суглинистыми (не мощными) прослойками, с поверхности прикрытых суглинками.

2. Западная часть представляет собой область отложений не только дельтовых протоков, но, повидимому, главным образом спокойных озеровидных бассейнов, соответственно чему здесь явно преобладание глин.

3. Наконец, в качестве третьего района выделяется область крупных недавних протоков, таких, как Куня-Дарья и Даудан. Эта область сложена преимущественно песками, «вложенными» в окружающие глинистые массивы. Полосы вдоль протоков шириной 2,5 км и составляют эту область.

Внутри каждого района пестрота отложений еще значительнее и может быть установлена лишь детальными съемками. Такое детальное картографирование в местных условиях будет иметь крупное практическое значение, поскольку будущий режим грунтовых вод отдельных, даже не крупных массивов будет здесь несомненно весьма локальным, как об этом свидетельствует весь опыт орошения в долине р. Аму-Дарьи.

Грунтовые воды характеризуются следующими показателями.

1) Глубина залегания их по району колеблется от нуля до 30 м. В восточном орошаемом районе уровень их изменяется от нуля до 10 м, в зависимости от интенсивности орошения. На интенсивно орошаемых участках глубина не превышает 3 м, а местами воды выходят на поверхность и, образуя родники, заболачивают местность.

Восточная часть Сипай-Яба (не орошаемая) характеризуется залеганием грунтовых вод на глубине 10—15 м, средняя часть Сипай-Яба и Уаза — 15—20 м и на западе — 20—30 м. Таким образом, грунтовые воды резко заглубляются по направлению с востока на запад.

2) Уклон зеркала грунтовых вод в восточной части направлен на запад, северо-запад, затем прямо на запад и, наконец, на юго-запад. В западной части он не превышает 0,00018 и отвечает уклону поверхности земли. Таким образом, следует заключить, что отток общего грунтового бассейна здесь ничтожен.

3) Опыты по определению скорости грунтового потока в орошаемой зоне дали величины следующего порядка: у г. Порсу при глубине грунтовой воды 3,8 м, залегающей в песчано-суглинистом слое, методом откачки скорость потока определена в 3,456 и 10,2 м в сутки, или соответственно $K = 0,0040—0,0125$ см/сек. В другом опыте при глубине воды 2 м K составил 0,0025—0,110 см/сек. По Слихтеру скорость определялась в 4,03 м в сутки, или $K = 0,0046$ см/сек.

Следовательно, величины получаются одного порядка, и они должны быть оценены как значительные. Однако это чисто местные явления, присущие лишь песчаным прослойкам.

Были сделаны также определения скорости вертикальной фильтрации воды через местные грунты. Метод состоял в том, что

на различных глубинах делались ямки размером 20 × 50 см, которые наполнялись водой. Заданный напор от 10 до 50 см поддерживался на постоянном уровне. В опыте у Порсу, где грунтовая вода была на глубине 2 м, результат получился следующий (табл. 164).

Т а б л и ц а 164

Средняя скорость фильтрации (в см/сек) при разных напорах

Условия определения	Напор (в см)				
	10	20	30	40	50
Забой шурфа на глубине 1,5 м, грунт — супесь . .	0,0025	0,0035	0,0065	0,0099	0,0110
Забой шурфа на глубине 2 м, грунт — супесь, переходящая в пески	—	0,00058	0,0014	0,0030	0,0046

Как видно из таблицы, величины фильтрации значительны и резко возрастают с увеличением напора.

При определении величины фильтрации на поверхности почвы в ямках размером 20 и 25 см, расположенных над штольной, скорость ее при постоянном напоре в 20 см составляла 0,02 см/сек.

4) Наблюдения за динамикой грунтовых вод проводились в течение короткого срока (три месяца, начиная с мая) и позволили отметить следующее:

а) динамика грунтовых вод в орошаемом районе связана с поливами. Амплитуда колебания их достигает здесь 2 м, причем наивысший уровень приходится на май — июнь;

б) в западном районе зависимости колебания уровня грунтовых вод от орошения не отмечено, амплитуда составляет всего 20 см;

в) минимум стояния грунтовых вод отмечается в январе — феврале.

Оценивая все эти условия в мелиоративном отношении, следует признать, что благоприятным показателем является лишь значительная глубина бытового зеркала грунтовых вод. Однако при больших потерях воды на фильтрацию из каналов и бессточности грунтовых вод возможен быстрый подъем их уровня после орошения.

Так, в соседнем районе старого орошения (Порсу) при коэффициенте использования земли около 0,25 уровень грунтовых вод отмечен на глубине 1—3 м от поверхности. В неорошаемой степи, рядом, уровень грунтовых вод очень круто падает до 15—20 м.

5) Минерализация грунтовых вод везде весьма значительна. Например, в Порсуйском районе содержание Cl' в воде составляет 10—15 г/л; в Уазе и Сипай-Ябе воды горько-соленые. Только в области древних русел и на орошаемых площадях минерализация воды меньше.

Почвенный покров весьма разнообразен и пестр. По сводной почвенной карте насчитывается 26 наименований почв. Схематически их можно объединить в следующие три группы.

1. Наиболее крупным и лучшим объектом, охватывающим площадь около 60 000 га, являются слабосолонцеватые сероземы, глинистые и суглинистые, на слоистых суглинистых и супесчано-песчаных наносах, с признаками культурных поливных почв, расположенные в Уазе и по Сипай-Ябу.

В некоторых разрезах до глубины 150—170 см количество солей не превышает 0,2%, в других оно достигает 0,5% и даже 1%. Следовательно, засоление пестро и в ряде случаев могут потребоваться промывки.

Кроме того, щелочность этих почв достигает 0,07—0,20%, т. е. очень высока, и, следовательно, может возникнуть необходимость частичной химизации.

Повышенная засоленность местных сероземов определяется тем, что дельта в период ее формирования переживала стадию близкого залегания минерализованных грунтовых вод, что и вызвало засоление всей толщи почвы преимущественно натриевыми солями.

В современную стадию глубокого залегания грунтовых вод происходит некоторая промывка поверхностных горизонтов от солей, и это придает почвам солонцеватые свойства.

На территориях, несущих на себе следы древнего орошения, засоление могло быть вторичным за счет высокого уровня грунтовых вод. После прекращения орошения грунтовые воды опустились и осуществлялся тот же процесс частичного выщелачивания солей атмосферными осадками и развития солонцовых свойств.

Условия для возможных промывок на этих почвах будут, повидимому, удовлетворительны. Механические анализы показывают, что поверхностные горизонты до 40—50 см представлены легкими суглинками с 25—30% частиц меньше 0,01 мм, дальше глинистость резко возрастает — до 60—80%, а ниже, во втором и третьем метре, падает до 10—12%. Такое сложение можно признать хорошим.

Более засоленные сероземы этой территории обладают худшим механическим составом — это тяжелые глины (60—75% частиц меньше 0,01 мм) уже с самой поверхности.

2. Второй крупный массив почв, до 21 000 га, расположен в западной части Уаза и Сипай-Яба и представляет комплекс из слабосолонцеватых сероземов, бывших культурно-поливных почв и светлых незасоленных сероземов.

Этот массив образовался на глинистых, суглинистых и супесчано-песчаных слоистых аллювиальных отложениях, перекрытых культурно-ирригационными наносами; на глубине свыше 1,5 м подстилается супесями и серыми речными песками.

По механическому составу это легкие почвы с 27—30% глины на поверхности и до 44—83% во втором метре. Общее засоление

не превышает 0,3%, но характерна высокая щелочность (0,09—0,10%) и очень малое количество гипса (0,05—0,20% серного ангидрида, растворимого в 5-процентной соляной кислоте).

Для обоих районов очень характерна крайняя пестрота почвенного покрова по степени засоления, по солонцеватости и физическим свойствам. Это обстоятельство необходимо учитывать при проектировании орошаемых участков, которые должны быть по возможности однородными в почвенном и мелиоративном отношении.

3. Третью группу почв представляют солончаки и такыры. Пухлый солончак характеризуется следующими результатами анализа водной вытяжки (табл. 165).

Т а б л и ц а 165

Содержание воднорастворимых солей (в процентах) в пухлом солончаке

Элементы	Горизонты (в см)			
	0—0,5	0,5—8	40—50	80—90
Плотный остаток	12,96	6,95	1,82	1,45
HCO_3'	0,067	0,059	0,109	0,104
Cl'	6,9	2,78	0,26	0,25
SO_4''	1,48	1,26	0,50	0,62
CO_3''	5,43	—	5,06	7,94
SO_4 , извлеченная 5%-процентной HCl	3,15	—	0,97	2,12
Частиц меньше 0,01 мм . .	—	42,42	29,38	71,71

При промывке этого солончака возможно развитие солонцового процесса в виду преобладания в составе солей хлористого натрия, высокой щелочности и малого количества гипса.

Более слабое засоление характеризуется разрезом № 28, анализ по которому приведен в таблице 166.

Т а б л и ц а 166

Содержание воднорастворимых солей в почве (в процентах) (разрез № 28)

Горизонт (в см)	Плотный остаток	HCO_3'	Cl'	SO_4''	SO_4'' , извлеченная 5-процентной HCl
0—10	1,83	0,069	0,44	0,63	1,26
15—25	1,20	0,070	0,44	0,27	0,39
35—45	2,68	0,057	1,09	0,44	0,75
85—95	1,11	0,069	0,35	2,28	0,49

Эта почва благоприятнее для мелиорации по количеству и составу солей, однако при промывках ее потребуются значительные количества воды.

Учитывая, что в этих районах грунтовые воды залегают глубоко, первоначальные и ограниченные промывки могут быть

осуществлены за счет фильтрации воды вглубь; однако, поскольку грунтовые воды здесь практически не имеют бокового оттока, нормальное освоение значительных площадей, вероятно, требует устройства глубокой водоотводной сети.

Такыры занимают в рассматриваемом районе значительные площади, до 73 тыс. га. Внешне это совершенно ровные, плотные, паркетобразные территории, почти лишенные растительности.

По механическому составу это очень тяжелые глинистые почвы, по степени же засоления они разнообразны: встречаются и совсем незасоленные разности, обычно же они не сильно, но засолены. Примером может служить разрез около Куны-Ургенча, описанный У. У. Успановым.

Разрез (IV) заложен на голой площади с одиночными экземплярами солянок *Anabasis Salsa* и *Salsola nigida*. Верхние 0—4 см представляют корку светлосерую, твердую, плотную, глинистую сверху (до 1,5 см), по заплывшим трещинам опесчаненную, более пористую и неясно слоеватую. От 1,5 до 4 см корка более плотная, комковатая и менее пористая.

4—10 см — подкорковый слой — рыхлочешуйчатый, ясно слоеватый, несколько темнее по цвету, более глинистый и менее пористый, чем корка.

10—30 см — суглинистый, уплотненный, светлосерый с ржавыми пятнами. Менее слоистый, чем подкорковый слой, — слабо измененный аллювий.

30—120 см — очень мелкопесчаный, уплотненный, с листочками белой слюды.

120—127 см — мелкий серый слюдистый песок.

127—187 см — мелкопесчаный сероватый слой, чередующийся с тонкими прослоями слюдистого песка.

187—193 см — красно-бурая плотная глина.

193—210 см — серый, очень тонкий слюдистый песок с прослойками глины.

210—245 см — серый крупный слюдистый песок.

Вскипание бурное по всему профилю; грунтовая вода ниже 6 м, весь разрез сухой.

При анализе водной вытяжки из почвы этого разреза и определении состава поглощенных катионов получены следующие результаты (табл. 167 и 168).

Эти своеобразные почвы практически не поддаются непосредственному сельскохозяйственному освоению: здесь или не удастся получить всходов или гибнут уже развившиеся растения. Такой случай гибели посева хлопчатника непосредственно после полива наблюдал в 1932 г. В. С. Малыгин на такыре Сипай-Яба. В данном случае гибель может быть объяснена солонцеватостью такыра, давшей вспышку щелочности после полива.

Вообще такыры могут быть освоены лишь при соответствующих мелиорациях (пескование, навозное удобрение и посев трав, химизация, промывки).

Содержание ионов солей (в процентах) в водной вытяжке

Глубина (в см)	Плотный остаток	HCO_3'	Cl'	SO_4''	Ca''	Mg''	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$
0—1,5	0,130	0,090	0,008	Следы	Следы	Следы	—
1,5—4,0	0,426	0,068	0,076	0,114	0,056	»	0,082
4—10	0,664	0,033	0,185	0,207	0,041	0,011	0,175
10—20	0,654	0,060	0,144	0,202	0,092	0,018	0,074
20—30	0,696	0,072	0,083	0,323	0,066	0,013	0,128
30—40	0,654	0,062	0,047	0,302	0,071	0,013	0,093
40—50	0,356	0,054	0,028	0,145	0,036	0,010	0,048
60—70	} Не опре- делялось	0,033	0,088	0,053	0,024	Следы	—
140—150		0,035	0,023	0,048	0,017	—	—
187—193		0,027	0,143	0,230	0,084	0,013	0,115
195—205		0,033	0,019	0,048	0,015	Нет	—
210—230		0,029	Следы	Нет	Следы	»	—

Т а б л и ц а 168

Состав поглощенных катионов и некоторые валовые определения

Глубина (в см)	Поглощенные катионы		Валовые определения (в %)		
	емкость (в м. экв.)	Na^+ (в про- центах от емкости)	CO_2	гумус	SO_4''
0—1,5	10,7	18,7	7,58	0,25	0,027
1,5—4	13,7	7,5	8,75	0,20	0,109
4—10	9,7	9,9	9,65	0,30	0,203
10—20	8,7	3,0	8,88	0,20	0,236

Итак, территория Куня-Дарьинского района в целом характеризуется следующими специфическими чертами: 1) это типичный участок древней дельты, сложенный мощной толщей слоистых суглинисто-глинистых отложений, с отдельными зонами песков, преимущественно вдоль современных и древних речных протоков; 2) рельеф района типичный дельтовый, равнинный, с незначительным общим уклоном, к тому же сильно деформированный местными песчаными всхолмлениями; все это создает условия необеспеченного поверхностного стока; 3) на неорошаемой территории поверхностные горизонты почв не испытывают непосредственного влияния капиллярных токов от грунтовых вод, залегающих здесь на глубине 10—30 м и потому формируются по типу серозема; однако местные сероземы на значительных площадях солонцеваты и, кроме того, здесь широко распространены такыры и солончаки, часто натриевого типа; 4) на орошаемой части территории грунтовые воды залегают на глубине 1—3 м от поверхности земли, и потому здесь широко развиты процессы вторичного засоления почв; 5) при освоении целинных и переложных засоленных земель потребуются промывки, а на солонцеватых сероземах и такырах вероятно также и частичная химизация. Первичные

промывки в большей своей части могут быть осуществлены в глубокие грунтовые воды; однако, поскольку здесь возможен быстрый подъем их уровня до отметок, имеющих место на соседних орошаемых территориях, то для предупреждения и борьбы с процессами вторичного засоления необходимо построить глубокую коллекторную сеть.

К у н г р а д - Ч и м б а й с к и й р а й о н . В области нижней дельты Аму-Дарья разбивается на ряд рукавов, вследствие чего территория в большей своей части приобретает характер островной поймы, с очень малыми уклонами, примерно 0,0002—0,00015.

Около 400—600 лет тому назад уровень Аральского моря, по видимому, стоял метра на четыре выше, чем теперь, и нижняя дельта представляла собой мелководное озеро, в котором отлагались широко распространенные в районе бурые глины. С понижением базиса эрозии (Аральского моря) возникла сеть протоков-русел, часто блуждающих.

Аму-Дарья несет в своих водах громадное количество взмученных наносов (от 4 до 11 г/л), которые при медленном течении в дельте оседают, поднимают ложе реки, и вследствие этого многие протоки в настоящее время лежат на 1—1,5 м выше общего уровня территории. Во время паводков и ледяных заторов береговые валы (естественные и искусственно насыпанные) часто прорываются и громадные площади дельты подвергаются затоплению. При этом на пойму выносятся и откладываются преимущественно суглинистые и глинистые массы, вдоль же самих протоков оседают мелкие иловатые пески и супеси.

Пески левобережной дельты (Кунград) состоят почти нацело из частиц величиной от 0,1 до 0,01 мм, более крупных элементов в них нет; глины, наоборот, часто бывают очень тяжелые, содержат до 80—90% частиц меньше 0,01 мм и в том числе до 15—20% частиц меньше 0,001 мм.

Для правобережной дельты (Турткуль-Чимбай) механический состав различных песков характеризуется следующими показателями (табл. 169, Е. И. Иванова).

Т а б л и ц а 169

Механический состав различных песков

Виды песка	Размер механических элементов (в мм)			
	1—0,25	0,15—0,05	0,05—0,01	< 0,01
Крупнозернистый серый слюдястый (к западу от Кушкана-Тау)	0,66	95,76	0,52	3,06
Среднезернистый, серый	0,43	65,26	30,68	3,63
Мелкозернистый, иловатый	0,69	7,90	69,28	22,14
Песок Кызылкумов (в 10 км от Турткуля)	80,14	13,60	0,53	5,73

Оказывается, что даже крупнозернистые серые Амударьинские пески Чимбая гораздо мельче барханных пустынных песков Кызылкумов.

Примером строения местных аллювиально-озерных толщ может служить разрез, сделанный в центральной части Кунградского района (Володин и Панков, 1940 г.):

0—27	см	глина серая
27—37	»	суглинок серый с ржавыми пятнами
37—104	»	супесь пылеватая, слоистая с ржавыми пятнами
104—136	»	песок мелкий, серый, с ржавыми пятнами
136—190	»	глина тяжелая, бурая, слоистая
190—206	»	песок мелкий
206—280	»	глина тяжелая, плотная с ржавчиной
280—310	»	глина бурая, плотная
310—430	»	песок мелкий с ржавчиной

Из всей площади обследованных почв Кунградского района в 59 184 га на глинах и суглинках залегают 33 400 га и на супесях и песках 25 784 га.

Грунтовые воды в нижней дельте высокие, максимальная глубина их залегания на неорошаемых территориях, повидимому, не превышает 5—6 м; на орошаемых площадях они поднимаются до 0,2 м от поверхности, а на перелогах — 2—4 м.

Минерализация грунтовых вод пестрая и в сильной степени зависит от режима поверхностных вод, орошения и паводковых затоплений.

На перелогах (и, повидимому, на целинных землях) минерализация определяется величинами 12—63 г солей на литр; в составе анионов обычно преобладает SO_4'' ; из 24 анализов, приведенных И. П. Герасимовым и Е. И. Ивановой, 6 показывают преобладание Cl' , а в составе катионов резко преобладает Na' .

На орошаемых полях поверхностный горизонт грунтовых вод опреснен до 2—7 г/л, причем в составе анионов также преобладает SO_4'' , а в составе катионов Na' .

По условиям своего залегания грунтовые воды должны считаться практически бессточными.

Почвенный покров представлен в основном сероземами и влажнолуговыми почвами; такырные площади развиты, повидимому, значительно слабее, чем в предыдущем, Куны-Дарьинском, районе. Характерным для нижней дельты является широкое развитие процессов засоления. Так, по Кара-Калпакской автономной области незасоленных почв насчитывается лишь 30—37% площади, остальные же территории в той или иной степени засолены.

На площади в 60 000 га Кунградского района, обследованной в 1940 г. Володиным и Панковым, все почвенные разности оказались в той или иной степени засоленными, причем собственно солончаков выделено 12 400 га, или 21%. Эти солончаки формируются преимущественно на глинах и суглинках (85%) и лишь редко на песках и супесях (15%).

Орошаемые почвы, как правило, засолены относительно слабо, что связано с многовековой культурой и промывками при низком коэффициенте использования земли (примерно 25%). Целинные земли и перелог среди орошаемых площадей все солончаковаты, а часто засолены очень сильно.

Типы засоления в нижней дельте разнообразны (хлоридное, сульфатное и смешанное), но, повидимому, наиболее частой формой засоления является хлоридно-натриевое.

Володин и Панков дают следующие аналитические характеристики типичных, выделенных ими засоленных разностей Кунградского района (табл. 170).

Т а б л и ц а 170

Содержание воднорастворимых солей в орошаемом сероземе (разрез № 11)

Глубина (в см)	Плотный остаток	HCO_3'	Cl'	SO_4''	Ca''	Mg''	$\text{Na}' + \text{K}'$ по раз- ности	$\text{Na}' + \text{K}' +$ $+ \text{Ca}''$
0—10	1,24	$\frac{0,018}{0,30}$	$\frac{0,33}{9,24}$	$\frac{0,28}{5,61}$	$\frac{0,14}{7,23}$	$\frac{0,03}{2,5}$	5,43	0,7
40—50	0,82	$\frac{0,015}{0,25}$	$\frac{0,22}{3,31}$	$\frac{0,40}{8,33}$	$\frac{0,06}{2,96}$	$\frac{0,03}{2,5}$	6,43	2,1
160—170	0,88	$\frac{0,023}{0,98}$	$\frac{0,24}{6,73}$	$\frac{0,31}{6,53}$	$\frac{0,04}{2,06}$	$\frac{0,04}{3,30}$	6,28	4,0

Примечание. В числителе показано количество соли в процентах, в знаменателе и во второй справа графе — в миллиэквивалентах.

Здесь в двух горизонтах преобладают натриевые соли (см. отношение $\frac{\text{Na}' + \text{K}'}{\text{Ca}''}$); в верхнем горизонте заметно преобладает Cl' . Для поливных почв Чимбайского района аналитические данные И. П. Герасимова и Е. Н. Ивановой дают несколько меньшие цифры засоления (0,2—0,4%) и притом с преобладанием SO_4'' .

Судя по всем имеющимся данным, сульфатный тип засоления преобладает там, где осуществляются обильные промывки (искусственные при культуре или естественные при затоплении разливами); там же, где господствует восходящий ток от грунтовых вод, тип засоления оказывается, как правило, хлоридным. Такой тип процесса наблюдается даже на свежееотложенном аллювии, что видно из следующих данных (И. П. Герасимов и Е. Н. Иванова, табл. 171, см. стр. 395).

Минерализация амударьинской воды в канале была следующая (в г/л).

Плотный остаток	HCO_3'	Cl'	SO_4''	CaO	MgO
0,350	0,118	0,050	0,074	0,092	0,021

Содержание воднорастворимых солей в почве (в процентах)

Место взятия образца	Глубина (в см)	Механический состав	Плотный остаток	HCO_3'	Cl'	SO_4''	CaO	MgO
Вновь отложенный р. Аму-Дарьей остров (разрез № 38)	0—5	Супесь	9,346	0,0284	3,606	1,365	0,455	0,051
	20—25	Тонкозернистый палево-песок	0,357	0,0219	0,126	—	Реакция слабая	Не определялось
	80—85	Серый слюдястый песок	0,064	0,0183	0,012	Следы	То же	То же

Содержание воднорастворимых солей в солончаковом сероземе (разрез № 252) со следами бывшего орошения показано в таблице 172. По механическому составу почва — суглинок, подстилаемый супесью и песком. Грунтовые воды на глубине 3—5 м.

Таблица 172

Содержание воднорастворимых солей в почве
(числитель — в процентах, знаменатель — в миллиэквивалентах)

Глубина (в см)	Плотный остаток	HCO_3'	Cl'	SO_4''	Ca''	Mg''	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$ по разности	$\frac{\text{Na}^+ + \text{K}^+}{\text{Ca}''}$
0—2	0,39	0,032	0,02	0,20	0,08	0,01	0,62	0,16
		0,53	0,44	4,13	3,90	0,57		
2—12	4,78	0,023	1,56	1,04	0,40	0,14	34,76	1,7
		0,38	44,09	21,60	19,87	11,42		
40—50	2,11	0,024	0,95	0,61	0,06	0,03	34,16	11,4
		0,40	26,77	12,59	2,98	2,63		
180—190	1,27	0,020	0,54	0,16	0,04	0,06	11,94	6,4
		0,33	15,34	3,34	1,84	5,23		

Здесь во всех горизонтах (кроме корочки 0—2 см) преобладают хлориды и соли натрия; в нижнем горизонте, кроме того, содержание магния больше, чем кальция.

Особенно ярко эти черты засоления выражены в солончаках (табл. 173, 174, см. стр. 396).

Аналогичного типа солончаки распространены и в Чимбайском районе, хотя здесь они чаще носят сульфатный характер. Данные по разрезу № 248Б (Е. Н. Иванова), сделанному на слегка повышенном склоне, приводятся в таблице 175 (см. стр. 397).

В засоленных почвах лугового типа (повидимому, периодически затопляемых и, следовательно, промываемых) засоление чаще носит характер сульфатный, но тем не менее и здесь

**Содержание воднорастворимых солей в пухлых и корковых солончаках
на глинах и суглинках**
(числитель — в процентах, знаменатель — в миллиэквивалентах)
(разрез № 1)

Глубина (в см)	Плотный остаток	HCO_3'	Cl'	SO_4''	Ca''	Mg''	$\text{Na}' + \text{K}'$ по раз- ности	$\frac{\text{Na}' + \text{K}'}{\text{Ca}''}$
0—10	13,16	$\frac{0,023}{0,38}$	$\frac{3,51}{99,04}$	$\frac{3,03}{63,0}$	$\frac{0,43}{21,71}$	$\frac{0,48}{38,82}$	101,89	1,6
15—20	4,78	$\frac{0,021}{0,35}$	$\frac{1,56}{44,05}$	$\frac{1,25}{26,13}$	$\frac{0,38}{18,96}$	$\frac{0,16}{13,50}$	38,07	2,0
40—50	1,31	$\frac{0,021}{0,34}$	$\frac{0,59}{16,64}$	$\frac{0,20}{4,16}$	$\frac{0,02}{1,00}$	$\frac{0,05}{4,11}$	16,13	16,03
52—62	4,82	$\frac{0,015}{0,25}$	$\frac{2,06}{58,21}$	$\frac{0,75}{15,59}$	$\frac{0,09}{4,70}$	$\frac{0,21}{16,91}$	52,44	11,2
90—100	2,54	$\frac{0,018}{0,30}$	$\frac{1,02}{28,68}$	$\frac{0,60}{12,51}$	$\frac{0,08}{3,90}$	$\frac{0,08}{6,94}$	30,70	7,8
180—190	1,74	$\frac{0,020}{0,30}$	$\frac{0,57}{16,19}$	$\frac{0,48}{9,97}$	$\frac{0,06}{2,80}$	$\frac{0,05}{4,21}$	19,48	6,9

Таблица 174

**Содержание воднорастворимых солей в пухлых и корковых солончаках
на супесях и песках** (числитель — в процентах, знаменатель — в миллиэк-
вивалентах) (разрез № 405)

Глубина (в см)	Плот- ный остаток	HCO_3'	Cl'	SO_4''	Ca''	Mg''	$\text{Na}' + \text{K}'$ по раз- ности	$\frac{\text{Na}' + \text{K}'}{\text{Ca}''}$	Примечание
0—3	15,01	$\frac{0,055}{0,90}$	$\frac{5,90}{168,6}$	$\frac{1,67}{34,8}$	$\frac{0,65}{32,31}$	$\frac{0,65}{54,56}$	117,4	3,6	Грунтовые воды на глубине 2—4 м
10—20	3,51	$\frac{0,021}{0,35}$	$\frac{0,97}{27,30}$	$\frac{1,09}{22,67}$	$\frac{0,34}{16,92}$	$\frac{0,08}{6,93}$	26,46	1,5	
150—160	0,33	$\frac{0,018}{0,30}$	$\frac{0,07}{1,95}$	$\frac{1,44}{30,0}$	$\frac{0,01}{0,50}$	$\frac{0,01}{0,73}$	30,81	61,8	

в водной вытяжке количество ионов натрия в 3—6 раз больше количества ионов кальция.

Судя по всем приведенным выше аналитическим показателям, можно предполагать, что в нижней дельте долины имеют широкое распространение солонцовые явления в почвах. Однако фактически они представлены здесь в нерезких формах. Причина этого заключается прежде всего в том, что в настоящую фазу развития дельты здесь господствует солончаковый процесс, который и маскирует солонцовые свойства.

Содержание воднорастворимых солей в пухлом солончаке (в процентах)

Глубина залегания (в см)	Механический состав	Валовая " SO ₃	Сухой остаток	HCO ₃ '	Cl'	SO ₃ "	CaO	MgO	Na' + K' по разности	Na' + K' Ca''
0—1	Супесь	49,701	25,03	0,02	12,53	2,26	1,12	0,64	356,7	9
1—5	»	3,714	37,00	0,017	15,89	Очень много	Очень много	—	—	—
5—10	»	—	4,56	0,015	1,27	То же	То же	—	—	—
20	»	—	4,07	0,015	1,58	» »	» »	—	—	—
100	Тяжелый суглинок	1,08	3,77	0,016	1,22	0,89	0,12	0,62	22,3	5
290	Песок	—	2,70	0,015	0,88	Очень много	Очень много	—	—	—
360	Суглинок	—	1,42	0,010	0,37	Много	Много	—	—	—

На культурных орошаемых почвах солонцовые свойства в значительной мере погашены вековым орошением с промывками в карбонатной среде. В связи с этим количество поглощенного натрия здесь не превышает 10—15% от емкости (анализы К. К. Гедройца, приведенные в работе Е. Н. Ивановой). Вместе с тем в одном из проанализированных корковых солончаков Чимбайского района оказалось наличие 3,2 м.-экв. поглощенного натрия при 9 м.-экв. емкости, т. е. высокая солонцеватость (в 35%). На основании этого можно полагать, что при освоении местных хлоридно-натриевых солончаков могут потребоваться специальные мероприятия по борьбе с солонцеватостью. Вне аллювиальной области, на возвышенности Бель-Тау, широко распространены структурные солонцеватые сероземы, или так называемые пустынные солонцы.

Подводя итоги, отметим основные почвенно-мелиоративные черты нижней дельты р. Аму-Дарьи:

1) преобладающими породами здесь являются суглинки и глины аллювиально-озерного происхождения; широко развиты также тонкие иловатые аллювиальные супеси и пески, часто плавунные;

2) грунтовые воды в значительной части питаются за счет фильтрации из приподнятых над местностью русел реки, а также ежегодных паводковых затоплений. Вследствие малой водопроницаемости местных отложений, а также ничтожных уклонов, грунтовые воды могут рассматриваться как практически бессточные. Уровень грунтовых вод вообще близок к поверхности и легко достигает корнеобитаемой зоны при дополнительном питании за счет потерь ирригационной воды в каналах и на полях. Минерализация грунтовых вод значительная, хотя верхние горизонты их в ряде случаев оказываются опресненными за счет поступления на их поверхность пресной амударьинской воды;

3) в почвенном покрове господствуют разности различных степеней засоления и в том числе широко представлены солончаки. В составе солей, повидимому, чаще всего преобладают ионы хлора и натрия, что может вызвать солонцовые процессы при промывках; этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Бассейны рр. Мургаба, Теджена, Атрека и предгорья Копет-Дага. Б а с с е й н р. М у р г а б а. Мургабский оазис является одним из важнейших в Туркменской ССР. Район этот представляет особую ценность благодаря возможности развития здесь культуры египетского хлопчатника. Основными дефектами его является общее маловодье (недостаток воды в р. Мургабе) и широко развитое заболачивание и засоление.

Общая площадь оазиса около 400 000 га. Весь район разбивается на две части: 1) средняя часть — р. Мургаб от Афганской границы до Иолатани; 2) дельта — от Иолатани до низовьев.

Средняя часть занимает по площади около 50 000 га, на дельту же падает около 350 000 га. Краткую характеристику этих частей мы дадим отдельно.

Средняя часть Мургаба представляет узкую долину шириной от 1 до 9 км, ограниченную с обеих сторон резко выраженными всхолмлениями, главным образом песчаного и супесчаного характера. Последние являются производными коренных, рыхлых, красных глинистых песчаников.

В состав этой части входят также аналогичные долины двух притоков Мургаба — рр. Кашан и Кушка.

Узкая долина р. Кашана выстлана аллювием, преимущественно супесчаным и суглинистым, подстилаемым галечником. Мощность аллювия от 5 до 50 м.

Грунтовые воды лежат в верховьях на глубине около 0,5 м, в среднем течении реки 5—15 м, в низовьях они опускаются до 25 м. Воды сильно минерализованы, содержание Cl' достигает 559—902 мг и SO_4 748—1712 мг на литр.

Засоление грунтовых вод долины связано с относительно сильной засоленностью коренных пород, содержащих 1124—1372 мг Cl' и 2985—3388 мг SO_4 на литр.

Узкая долина р. Кушки сложена из четырех террас. Первая возвышается над уровнем воды на 1—2 м и представлена песками, гравием и галечниками, покрытыми суглино-супесями и глинистыми песками. Вторая терраса возвышается на 3—5 м и сложена суглино-супесями на галечнике первой террасы. Здесь есть орошаемые земли. Третья терраса возвышается на 10—13 м и сложена слоистыми осадками с глинистыми прослойками; ширина террасы 200—300 м. Четвертая терраса возвышается на 20—25 м и сложена преимущественно глинами. Развита она мало.

Сложение окружающих холмов представлено в следующем виде: в основании — третичные глинистые песчаники, выше идут конгломераты мощностью 2—3 м, над ними залегают суглинки и супеси, переходящие в пески, — до 100 м.

Грунтовые воды аллювиального горизонта связаны с рекой и лежат в галечнике. Уклон зеркала 0,0022, а самой реки 0,0030. Воды минерализованы и содержат Cl^- в верховьях реки 200—300 мг/л и в Мургабе до 1013 мг/л.

Долина Мургаба насчитывает до пяти террас. Ширина всей долины в разных местах равна от 1 до 9 км. Общий уклон ее 0,0005.

Первая и вторая террасы высотой от 2 до 5 м, шириной 500—600 м заливаются паводками и, следовательно, практического значения не имеют. Наиболее развита третья терраса, возвышающаяся до 8 м и имеющая ширину от 0,7 до 4 км, главным образом на левом берегу. Здесь есть орошаемые земли. Четвертая терраса высотой 15—16 м расположена на левом берегу и представлена песчаными холмами. Практического значения не имеет. От пятой террасы уцелели от размыва лишь кое-где небольшие площади.

Вертикальное строение долины в общем то же, что и у ранее рассмотренных рек Средней Азии: в основании лежит песчаник, на нем залегает аллювиальная свита мощностью 5—7 м и более. В последней различают два слоя: 1) древний аллювий, песчано-галечный, иногда плывун, мощностью 6—10 м; 2) современный аллювий, преимущественно суглинистый, но с прослойками из супесей и глин. Общая мощность до 10 м.

Грунтовые воды находятся на глубине от 2 до 10 м, в зависимости от орошения. Минерализация их — невысокая в верхней части долины, усиливается книзу. У Султан-Бента содержание Cl^- составляет 547 и SO_4^{2-} 797 мг/л. Необходимо отметить, что минерализация воды самого Мургаба после впадения рр. Кушки и Кашана повышается: содержание Cl^- увеличивается с 30 до 96,7 мг/л, SO_4^{2-} с 116 до 343,6 мг/л.

Скорость грунтового потока становится все меньшей по направлению к дельте.

Почвы долин представлены обычными аллювиальными сероземами, в главной своей массе засоленными. Это свидетельствует о том, что дренарующее действие как Мургаба, так и примыкающих песков недостаточно. Население осваивает эти территории с постоянными промывками.

Д е л ь т а р. М у р г а б а. Дельта представляет почти прямоугольный равнобедренный треугольник, вершина которого (прямой угол) лежит у Иолатани, а основание — в песках Каракум. Общая площадь около 2,5 млн. га.

В целом это пространство представляют несколько разновозрастных дельт, вложенных одна в другую. Вершина каждой более молодой дельты начинается несколько ниже предыдущей, но наносы молодой дельты в низовьях перекрывают наносы более ранних дельт. В силу этого общий рельеф дельты получается слабо выпуклым.

Дельтовые отложения подстилаются коренными песчаниками в среднем на глубине более 200 м, но по краям (у колодца Чашма, у Уч-Аджи) эта глубина уменьшается.

В дельте различают 5 террас. Верхняя, пятая, возвышается над рекой до 30 м и представлена песками. Четвертая терраса также песчаная, но с глинистыми прослойками. Между бугристыми песками есть такры.

Третья терраса, по площади меньшая, чем две предыдущих, суглинистая, с отдельными полосами супесей. Рельеф этой террасы представляет выпуклую поверхность конуса, образующая которого проходит по линии Иолатань — Байрам-Али. Отметки краев террасы у песков падают до 12 м над уровнем реки. По этим понижениям в прошлом текли рукава Мургаба.

Эта терраса представляет область древнего орошения, заброшенного в XII в.

Сейчас на ней располагаются Иолатанский и Байрам-Алийский орошаемые оазисы.

С характером аллювиальных отложений этой террасы можно ознакомиться по данным анализа почвогрунта из шурфа № 15 у Байрам-Али (табл. 176).

Т а б л и ц а 176

Механический состав аллювиальных отложений третьей террасы дельты р. Мургаба

Глубина (в м)	Содержание фракций (в %)	
	> 0,01 мм	< 0,01 мм
0—1,45	33,0	67,0
1,45—1,60	8,0	92,0
1,60—3,30	35,0	65,0
3,30—4,50	9,0	91,0
4,50—5,0	50,0	50,0
5,0 —7,0	36,0	64,0

Приведенные цифры указывают на резко выраженную слоистость грунта с преобладанием тяжелых глинистых горизонтов. Эта глинистость и пестрота механического состава, проявляющиеся не только в разрезе, но и в горизонтальном направлении, являются характерной чертой третьей террасы.

Вторая терраса по площади примерно равна третьей. На ней расположен Марыйский оазис. Повидимому, в этой террасе имеются две ступени — современного Мургаба и Джара. В отложениях господствуют лессовидные супеси с прослойками голубых глин.

Механический состав отложений этой террасы могут характеризовать данные по шурфу № 49 (табл. 177).

Из этих цифр видно, что здесь господствуют мелкие пески лишь с прослойками тяжелых глин. Это — область максимального развития заболачивания и засоления.

Грунтовые воды непосредственно связаны с Мургабом, с орошением, и питания со стороны, повидимому, не имеют. Соответственно этому общий уровень грунтовых вод падает от Мургаба к пескам с 2—5 до 30 м. Однако местные условия и орошение в ряде случаев сильно нарушают эту общую закономерность. Здесь

прежде всего выделяются следующие четыре крупных массива с уровнем грунтовых вод глубже 3 м от поверхности: 1) марыйский, с центром в г. Мары, площадью 54,7 км²; 2) северо-западный, площадью более 120 км²; 3) байрам-алийский, площадью 43 км²; 4) по р. Джар, площадью 18 км². В общем районы высоких грунтовых вод занимают около 20% территории.

Т а б л и ц а 177

**Механический состав аллювиальных отложений
второй террасы р. Мургаба**

Глубина (в м)	Содержание фракций (в %)	
	> 0,01 мм	< 0,01 мм
0—0,45	85,0	15,0
0,45—2,60	91,0	9,0
2,60—4,50	89,0	11,0
4,50—6,00	8,0	92,0
6,0—9,0	95,0	5,0
9,0—9,30	82,0	18,0

В пределах орошаемой зоны уровни грунтовых вод лежат на глубине 3—10 м.

Если мысленно сделать поперечный разрез через дельту, то кривая зеркала грунтовых вод будет иметь следующий вид: к Мургабу короткое и круто падающее крыло, затем участок высокого и плоского положения и, наконец, полого падающее крыло к пескам на восток.

Уклоны зеркала грунтовых вод характеризуются следующими величинами: в Байрам — Алийском глинистом районе 0,002, в супесях 0,0004, в Марыйском супесчаном 0,0007—0,0008, по линии Мары — Эгригузар 0,00004.

Наблюдения, проводившиеся от 6 до 12 месяцев, позволили наметить для разных скважин четыре типа режимов грунтовых вод, связанных с режимом реки и орошения. Первый и второй типы относятся к хвостам систем и характеризуются мартовско-апрельским максимумом, связанным с зимними промывками и сбросом неиспользуемых вод из верховьев. Третий тип относится к верховьям каналов и прибрежным территориям и характеризуется максимальным подъемом уровня грунтовых вод в мае — июне. Этот максимум связан с летним орошением и паводком. Наконец, четвертый тип относится к неорошаемым и окраинным территориям. Он характеризуется невыраженностью и малым размером амплитуды колебаний грунтовых вод.

Величина амплитуды колебания уровня грунтовых вод и число наблюдаемых случаев приводятся ниже.

Величина амплитуды (в м)	3	3—2	1—2	1
Число наблюдаемых случаев	2	9	31	34

Минерализация грунтовых вод описываемой территории сильно варьирует от пресных до горько-соленых. В настоящее время схематически выделены три зоны: с содержанием в воде Cl' и SO_4'' каждого до 300 мг/л, от 300 до 1000 и свыше 1000 мг/л.

Зона наименьшего засоления приурочена к орошаемой территории с наиболее высокими грунтовыми водами; зона среднего засоления охватывает эту территорию с запада и востока, а максимальное засоление вод свойственно главным образом низовьям дельты. В среднем по оазису засоление измеряется 3—4 г/л.

Исследователи отмечают очень важное обстоятельство, заключающееся в том, что несмотря на общее обилие грунтовых вод в районе дебит их весьма мал — редко до 10 000 л в сутки, и как исключение до 30 000—50 000 л. Объясняется это тем, что воды лежат преимущественно в пльвунах, и движение их очень мало. Поэтому нужно стремиться к уменьшению потерь на фильтрацию и бесполезных сбросов.

Малые дебиты грунтовых вод свидетельствуют о том, что условия для работы искусственного дренажа, и в частности калифорнийского, здесь будут неблагоприятны. Это обстоятельство требует серьезной проверки.

Почвы дельты, которые могут быть использованы для орошения, схематически можно разделить на следующие четыре группы: 1) почвы культурно-поливные незасоленные; 2) культурно-поливные засоленные; 3) болотно-солончаковые, солончаковые и солончаки; 4) такырные.

В первой группе представлены глинистые, суглинистые и супесчаные почвы. Засоление этих почв измеряется сотыми долями процента, но во втором метре оно поднимается до 0,9%. Значительные площади этих почв в Марыйском районе залегают на территориях с грунтовыми водами на глубине менее 3 м.

Солевой состав почв второй группы могут характеризовать показатели по разрезу № 35 (табл. 178).

Т а б л и ц а 178

Содержание воднорастворимых солей в почве (в процентах) (разрез № 35)

Глубина (в см)	Плотный остаток	HCO_3'	Cl'	SO_4''	Ca''	Mg''
0—10	0,205	0,026	Нет	0,106	0,052	0,005
20—30	1,003	0,022	0,014	0,553	0,304	0,006
40—50	0,913	0,026	0,070	0,451	0,195	0,011
160—170	0,203	0,025	0,043	0,065	0,038	0,005

Суммарное засоление здесь относительно велико, но в составе его преобладает гипс, что ослабляет отрицательное значение засоления.

В третьей группе представлены болотно-солончаковые почвы с очень близким залеганием грунтовых вод и сравнительно не-

большим засолением (0,6—1,0%), в котором значительное участие принимает гипс.

Солончаковые почвы характеризуются более сильным засолением (до 6%) с максимумом солей в верхних слоях. Здесь преобладает SO_4 , а в нижних Cl . Иногда отмечается нормальная сода. Почвы тяжелые, труднодренируемые.

Площадь солончаков незначительна. Эти почвы содержат до 25% солей в верхней корке и к использованию не пригодны.

Широко развиты в дельте такырные почвы. Небольшие выборочные съемки показали, что, например, на Иолатанской станции такие почвы занимают до 50%, а в Байрам-Али — до 36% всей площади. По физико-химическому характеру такырные почвы очень разнообразны. Некоторые из них сильно солонцеваты и засолены, другие засолены слабо и обладают не очень тяжелым механическим составом.

Как было указано, при освоении такырные почвы нуждаются в коренном улучшении (химизация, пескование), но наиболее легкие разности нередко осваиваются местным населением небольшими участками с помощью навозного удобрения и посева озимых зерновых культур.

После этого земли становятся более или менее пригодными для посева хлопчатника.

Общая оценка почвенных условий. Общая площадь земель в контуре существующих систем орошения составляет около 283 тыс. га, из них около 193 тыс. га не засолены и пригодны к непосредственному освоению.

Площадь существующего орошения засолена, однако степень засоления не носит катастрофического характера и преодолевается примитивными зимними промывками.

Это относительное благополучие объясняется тем, что коэффициент загрузки территории невелик, не превышает 0,3, и при промывках соли выносятся на перелogi.

Тем не менее и при этих условиях имеют место крупные районы с грунтовыми водами выше 3 м от поверхности (Мары, Байрам-Али), что является резко отрицательным явлением. Основным источником питания грунтовых вод орошаемых территорий являются паводковые воды Мургаба, которые проходят через оросительную сеть. С другой стороны, и все ирригационные воды из-за отсутствия какой бы то ни было сбросной сети полностью остаются в районе. Отсюда возникает необходимость в сооружении паводкового сброса, чтобы не допускать поступления этих вод в оросительную систему, а также упорядочить водопользование и оборудовать сбросную систему. В случае сооружения новых водохранилищ, развития площадей орошения и увеличения коэффициента загрузки территории возникнет потребность в искусственном регулировании уровня грунтовых вод с помощью глубоких коллекторов и частично дренажных сооружений.

В бассейне р. Теджена имеется два значительных орошаемых района: верхний — Серахский и нижний — Тедженский. Оба они целиком лежат в зоне древнеаллювиальных отложений р. Теджена и по своему характеру совершенно аналогичны нижнему Мургабскому району: они также почти бессточны, почвы здесь глинисты, со значительным развитием такырных и засоленных пространств. Ввиду маловодности района пахотные площади невелики, и потому на последних засоление не проявляется в резких формах. Однако расширение орошаемых площадей будет вызывать обострение этого процесса. Между орошаемыми районами (Серахским и Тедженским), по правому берегу р. Теджена, лежат громадные площади злостных солончаков.

З о н а п р е д г о р и й К о п е т - Д а г а. В предгорной зоне Копет-Дага расположен ряд то более крупных, то мелких орошаемых оазисов (Чаача, Меан, Душак, Каахка, Ашхабад, Бахарден, Кызыл-Арват и др. менее значительные). Все они могут быть охарактеризованы типичными для них общими чертами: это зона лессовидных пролювиальных отложений, по преимуществу суглинистых. Иллюстрацией может служить анализ почвенного разреза, заложенного в районе Нова-Кала — р. Гермаб (табл. 179).

Т а б л и ц а 179

Механический состав лессовидных пролювиальных отложений предгорной зоны Копет-Дага (в процентах)

Глубина (в см)	Гигроскопическая вода	Размер частиц (в мм)			
		> 0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	< 0,01
0—5	1,317	9,76	28,05	38,64	23,55
10—20	1,420	9,22	19,04	31,01	40,73
30—40	1,420	10,58	17,15	36,35	35,92
100—110	1,317	14,58	14,81	38,29	32,32

Часто лессовидные отложения на глубине от 1,5 м подстилаются уже галечниками. Рельеф территории хорошо выражен, со значительным уклоном. Высокий уровень грунтовых вод наблюдается только в зонах концевых сбросных систем. Почвенный покров представлен обычными малогумусными светлыми сероземами. Засоление встречается преимущественно в зонах сбросных вод и не является характерным для зоны. В связи со всеми этими чертами зона является высокоценной как с мелиоративной, так и с сельскохозяйственной точки зрения.

Шлейфы пролювиальных отложений Копет-Дага оканчиваются у песков Каракумов, и эта пограничная бессточная область является областью широкого развития такыров и солончаков.

В бассейне р. Атрека расположено лишь несколько незначительных оазисов, целиком лежащих на аллювии обычного характера: он глинист, значительно засолен, имеет широко развитые такыровые территории.

Бассейн р. Сыр-Дарьи. Фергана. Этот район представляет собой глубокую межгорную долину овальной, вытянутой с востока на запад, формы, открывающуюся на западе узким прорывом р. Сыр-Дарьи. Примерно по продольной оси ее (несколько прижимаясь к северу) проходит главная водная артерия долины — р. Кара-Дарья, получившая после слияния с р. Нарыном название Сыр-Дарьи. Эта водная магистраль является основным базисом эрозии долины. С севера, востока и юга к нему устремляется с гор большое количество потоков (Майли-Сай, Ак-Бура, Исфайрам-Сай, Сох и др.), не доходящих, однако, до Сыр-Дарьи, а разбираемых на орошение. Все водные потоки несут из гор огромное количество наносов, обычно мелкоземистых, в периоды же паводков — грубых, до галечников и камней включительно. Эти пролювиально-аллювиальные наносы и слагают собой в главной массе грунты Ферганы, располагающиеся закономерно по крупности: по периферии долины галечниковые, в центре же и в западной части по преимуществу мелкоземистые. Последние в недавнем прошлом в значительной мере были переработаны кара-дарьинским потоком (тогда более мощным), и потому грунты носят здесь ясный характер древнего аллювия по механическому составу, но всегда перемежающегося с галечниковыми и песчаными слоями. Мелкоземистые отложения в дальнейшем под влиянием процессов почвообразования видоизменились и приобрели лессовый характер. Ферганские лессы отличаются от других среднеазиатских и аналогичных образований большей глинистостью. Для иллюстрации приведем анализы почв правобережья Кара-Дарьи (Бутта-Кара) и левобережья (Андижанское опытное поле) (табл. 180).

Т а б л и ц а 180

Механический состав ферганского лесса (в процентах)

Место взятия проб	Глубина (в см)	Размер частиц (в мм)					
		1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005— 0,001	< 0,001
Бутта-Кара	0—20	2,97	15,89	22,37	28,63	6,51	22,63
	25—35	1,25	19,08	23,44	25,30	6,11	24,82
	55—65	1,34	6,78	16,89	34,78	6,61	33,60
	110	3,69	6,69	21,00	33,55	8,50	26,57
Андижанское опытное поле	0—5	7,54	22,59	18,68	36,91		13,69

Долина в целом характеризуется двумя резко выраженными системами уклонов: с востока на запад и с севера и юга по направлению к центру долины. На западе и в центре эти уклоны становятся значительно меньшими, чем по периферии. Здесь же концентрируется и наибольшая толща мелкоземистых отложений. Все это вместе создает существенные различия гидрологического режима северных, восточных и южных окраин, с одной стороны, и центра и запада долины — с другой. Если вся первая группа районов

характеризуется хорошей дренированностью и глубокими грунтовыми водами, то вторая, наоборот, имеет слабо обеспеченный сток, и здесь широко развиты явления подпора грунтовых вод и заболачивания. Отмеченные особенности существенно отражаются на характере почвенного покрова долины в условиях ведения сельского хозяйства.

Почвенные разности Ферганы схематически можно разбить на две группы: 1) сероземы и 2) влажнолуговые почвы различных степеней засоления, вплоть до солончаков.

Нормальные сероземы географически развиты слабо и занимают лишь окраины долины на высоколежащих пролювиальных суглинках. Главные их массивы расположены в Наманганском, Ошском и восточной части Андижанского района. Значительное развитие имеют сероземы щебенчатые, особенно в Наманганском районе, где и суглинки обычно более пылеваты и песчанисты.

Господствующая роль в почвенном покрове Ферганы принадлежит влажнолуговым (гидроморфным) разновидностям, занимающим всю центральную и западную Фергану. Как по условиям залегания, так и по современному состоянию они весьма разнообразны. Так, некоторые районы (ближайший к Андижану, на правом берегу Кара-Дарьи — система Майли-Мая) лежат достаточно высоко над современным базисом эрозии или близко подстилаются галечником, и потому почвенный покров их сохранил следы своей бывшей гидроморфности лишь в виде несколько повышенной гумусности (2—2,5%). Засоление их ничтожно. Большая же часть территорий (левобережных) лежит в гораздо более тяжелых гидрогеологических условиях. Геологически они представляют собой мощную свиту слоистых аллювиальных отложений пестрого механического состава с количеством глины в отдельных слоях от 15 до 70% и выше. Рельеф их чрезвычайно плоский, с ничтожными уклонами, около 0,0002—0,0004. Сюда поступает большое количество как паводковых вод горных рек, так и сбросных, из орошаемых оазисов. Кроме того, повидимому, район испытывает частично и подтопление напорными грунтовыми водами, движущимися с предгорий.

Грунтовые воды залегают на разной глубине, но обычно выше 4 м имеют слабый отток и потому резко поднимаются при орошении. Минерализация их, как правило, значительна (4—100 г/л). Характер засоления, повидимому, изменяется в направлении с востока на запад: на востоке доминируют сернокислые соли, к западу увеличивается содержание хлористых солей. Так, в районе Шарихан-Бостона хлористые соединения составляют 6,8% от общего количества солей, в урочище Бус — 15,5% и в Кара-Калпакской степи — до 26%. В самых поверхностных горизонтах почвы хлористые соединения приобретают тогда господствующее место.

В таких гидрогеологических условиях развивается пестрый комплекс гидроморфных почв самых разнообразных степеней

засоления, вплоть до солончаковых с содержанием в верхней корке 60% солей. Господствующие степени засоления не достигают таких же величин, но измеряются все же целыми процентами (3—4).

До последнего времени население было в состоянии осваивать такого рода территории лишь небольшими пятнами с огромной затратой труда на сооружение примитивных водоотводящих (дренажных) канав, зимние поливы и на специальные агротехнические приемы, как посадка растений в глубокие борозды, подбор солевыносливых культур и пр. В настоящее время в связи с введением в эксплуатацию Большого Ферганского канала осуществляется система мелиоративной реконструкции Ферганы.

По общей мелиоративной оценке земельный фонд Ферганы распределяется следующим образом (табл. 181) *

Т а б л и ц а 181

Мелиоративная оценка земель Ферганы

Районы	Категория земель (в га)			
	пригодные без мелиорации	необходимы легкие мелиорации	необходимы тяжелые мелиорации	условно годные
Правый берег р. Нарына и Сыр-Дарьи .	147 138	44 569	11 622	24 933
Левый берег р. Нарына и Сыр-Дарьи	372 433	425 323	115 441	68 474
В с е г о . .	519 571	496 892	127 063	93 407

Под землями «условно годными» понимаются главным образом галечниковые конусы выносов, бедные мелкоземом. К землям, на которых необходимы тяжелые мелиорации, относятся такие, которые, кроме обычного дренажа, нуждаются в дополнительных мероприятиях: раскорчевке, планировке и т. д.

Из этой сводки видно, что более половины земель Ферганы нуждаются в мелиорациях.

А. П. Розанов подверг исследованию ряд солончаков с целью выяснения степеней развития солонцеватости при их промывке. Солончаки были в большинстве хлоридно-сульфатные с большим содержанием гипса. В качестве метода исследования применены последовательные водные вытяжки.

Исходное засоление образцов характеризовалось содержанием плотного остатка от 1 до 27%. Результаты при промывке образцов получились различные. В одних случаях щелочность явно возростала и появлялась даже нормальная сода, в других — ясных признаков солонцеватости не обнаружилось.

* Автором приводятся данные по состоянию на 1941 г. — *Ред.*

В качестве общих, выявленных экспериментально моментов нужно отметить два: 1) солонцеватость, выступающая в максимуме при выщелачивании воднорастворимых солей, довольно быстро исчезает при дальнейших промывках. Это свидетельствует о значительной активности карбоната кальция ферганских почв так же, как это было отмечено нами ранее для Голодной степи; 2) абсолютные степени солонцеватости оказываются во всех случаях незначительными. Это также совпадает с показаниями для голодностепских почв и является следствием малой общей емкости поглощения ферганских почв (около 10 м.-экв.).

Все же до настоящего времени остается невыясненной сельскохозяйственная значимость этих малых степеней солонцеватости или вообще последствий промывок местных солончаков.

Дело в том, что в Западной Фергане очень часто наблюдаются явления угнетенного развития культур на землях, промытых и уже не содержащих заметных количеств воднорастворимых солей. Одновременно с этим в практике местного земледелия широко развито удобрение полей сырыми гипсоносными породами. Естественно возникает предположение, что здесь мы имеем дело с приемом борьбы с солонцеватостью. Однако предпринимавшиеся попытки аналитического определения количеств поглощенного натрия не дают достаточно ясного решения вопроса. В последние годы на Ферганской опытно-мелиоративной станции (Б. С. Коньков) были поставлены специальные опыты гипсования таких плохо плодоносящих пятен полей. Эффект гипсования оказался также не вполне ясным. Наиболее заметное и устойчивое повышение урожайности достигнуто при большой дозе гипса — 400 ц на гектар. На основании этих данных автор исследования склонен перенести центр тяжести вопроса на избыток в почве поглощенного магния, а не натрия.

Таким образом, приходится констатировать, что ухудшение свойств почвы после промывок имеет место, но природа этого явления остается пока не вскрытой.

В период 1929—1932 гг. на Ферганской опытно-мелиоративной станции получен ряд важных данных по характеристике фильтрационных свойств местных засоленных почв (Б. С. Коньков). Изучение этих свойств позволило установить высокие значения коэффициента фильтрации, лежащие в пределах 0,0015—0,0046 см/сек, а иногда достигающие даже 0,02.

Действие дрен глубиной 220—270 см распространяется в стороны (по кривой депрессии) на расстоянии 200—300 м, особенно при расположении дрен поперек уклона грунтовых вод. Мелкий дренаж (около 1,2 м) действует в стороны 60—80 м и в общем оценивается как малопригодный, так как реставрация засоления вследствие высокой минерализации грунтовых вод наступает слишком быстро. Закрытый трубчатый дренаж оказался вполне устойчивым, тогда как открытые дрены глубиной более 2 м и при откосах до 0,5 сильно оплывали и практически оказались непригодными.

Все эти данные говорят о хороших перспективах регулирования грунтовых вод в Центральной Фергане.

Голодная степь. В этот район мы включаем четыре района: 1) собственно Голодную степь, 2) Дальверзин, 3) Чардарьинскую степь и 4) предгорную равнину вдоль северного склона Туркестанского хребта.

В геологическом отношении Голодная степь в южной своей части от предгорий Туркестанского хребта и почти до широты города Мирзачуля сложена пролювиально-делювиальными лессовидными отложениями, далее же на север, где и расположен современный район орошения, она представляет собой мощную толщу мелких древнеаллювиальных наносов р. Сыр-Дарьи, только с глубины 17—70 м подстилаемых песком и галечником. Однако этот аллювий оказывается настолько древним, что в значительной части своих поверхностных слоев успел уже приобрести ясно выраженный лессовидный характер. От современной долины Сыр-Дарьи этот древний массив ограничен резким уступом высотой в несколько метров (Киат), постепенно снижающимся и, наконец, почти исчезающим совсем на северо-западе.

По механическому составу древний аллювий варьирует от тяжелых глинистых разнородностей до легких суглинков. По химическому составу вся толща отложений является карбонатной, гипсоносной и часто содержащей значительное количество воднорастворимых хлористых и сернокислых солей.

По рельефу эта часть Голодной степи представляет идеальную равнину с чрезвычайно слабым уклоном на север и северо-запад вдоль течения Сыр-Дарьи. Однако вследствие большого количества широких плоских понижений внутри степи голодно-степского массива и замкнутости их обеспеченный сток поверхностных вод отсутствует.

Грунтовые воды залегают не в галечниках, а значительно выше, — в суглинистых толщах, на глубине от 1,5—2 до 10—25 м. Как правило, воды минерализованы и содержат от 2 до 10 г солей на литр. В силу мелкоземистого характера грунтов, в которых эти воды залегают, и отсутствия достаточного уклона водоносных пластов воды мало подвижны, застойны, что является существенной характеристикой Голодной степи. Этим определяется и пестрота химического состава вод на близких соседних территориях.

Почвенный покров представлен сплошь сероземами, относящимися к группе светлых, т. е. малогумусных. Для дальнейшего разделения их на подгруппы важнейшее значение с практической точки зрения имеет (помимо механического состава) степень их засоления. Здесь можно выделить, с одной стороны, районы с явно засоленными почвами и солончаками (такие местные крупные понижения, как Джеты-Сай, Сардоба, весь район Шур-Узьякского понижения и зона перехода пролювиальных шлейфов в аллювиальную толщу), а с другой стороны — районы с незасоленными почвами, т. е. не содержащими солей или содержащими ничтожные

их количества как в верхних (1,5—2 м), так и в более глубоких слоях. Последние расположены по преимуществу на западе и северо-западе степи. Однако незасоленные почвы устойчиво существуют только на неорошаемых территориях. При орошении грунтовые воды всюду поднимаются, и наступают различные степени заболачивания и засоления.

Чтобы составить более полное представление о местных почвах, приведем некоторые аналитические данные.

Широко развитая разновидность незасоленных суглинков может быть рассмотрена на примере разреза № 14а (Н. А. Димо), заложенного примерно на 52 километре Северного канала, до орошения степи (в 1908 г.) (табл. 182 и 183).

Т а б л и ц а 182

Механический состав незасоленных суглинков (в процентах) (Н. Димо)

Глубина (в см)	Размеры частиц (в мм)			
	> 0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	< 0,01
0—6	0,6	4,92	56,57	37,91
25—35	3,17	4,18	51,82	40,83
78—85	0,77	5,69	61,77	81,77
809—810	0,96	10,66	58,31	30,70

Т а б л и ц а 183

Химический состав незасоленных суглинков (в процентах)

Глубина (в см)	Гумус	Карбонаты	Гипс	Воднорастворимые соли	
				Cl'	SO ₄ ''
0—6	1,33	14,00	0,08	0,0010	Нет
125—135	—	19,97	0,09	0,0029	0,015
160—170	—	18,55	2,43	0,0103	0,524
300	—	18,06	1,43	0,0129	0,479
400	—	17,14	0,45	0,0221	0,265
500	—	17,0	1,37	0,0437	0,440
600	—	14,02	1,75	0,0865	0,557
700	—	18,61	0,65	0,0625	0,285
800	—	17,35	3,76	0,0534	0,568

Грунтовая вода лежит на глубине 865 см, содержит (в процентах): гипса — 2,208, Cl' — 0,497 и SO₄' — 0,731.

Как видно из цифр, почвогрунт засолен очень слабо, а грунтовая вода содержит поваренной и глауберовой соли около 1,2 г/л.

В результате орошения грунтовые воды здесь уже через 3—5 лет поднялись примерно до 2 м, а почвы в значительной мере (пятнами) засолились, что приносит существенный ущерб земледелию.

Почвенные разновидности, которым до орошения свойственна начальная слабая степень засоления, характеризуются следующими показателями по разрезу № 50, заложенному в 8 км севернее ст. Голодная степь (табл. 184, Н. А. Димо).

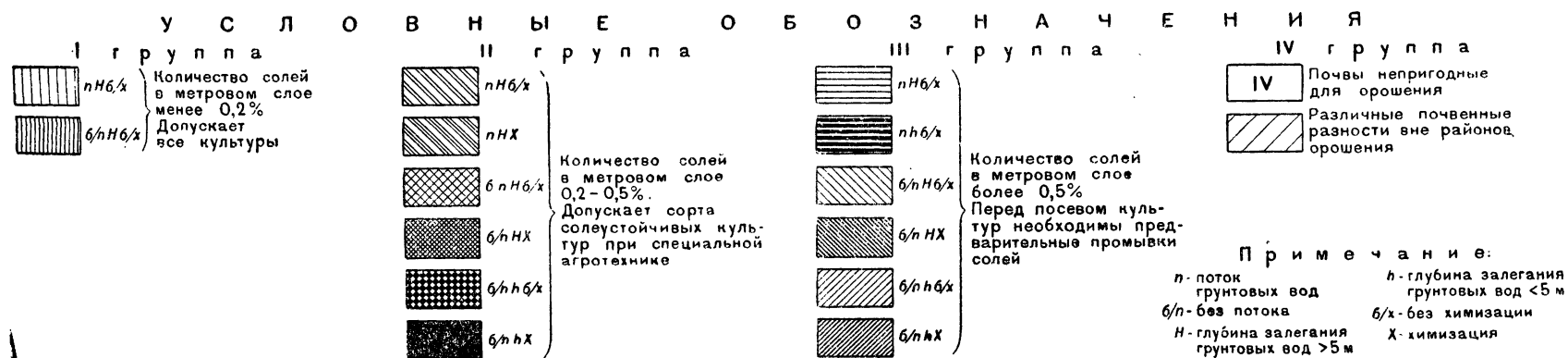
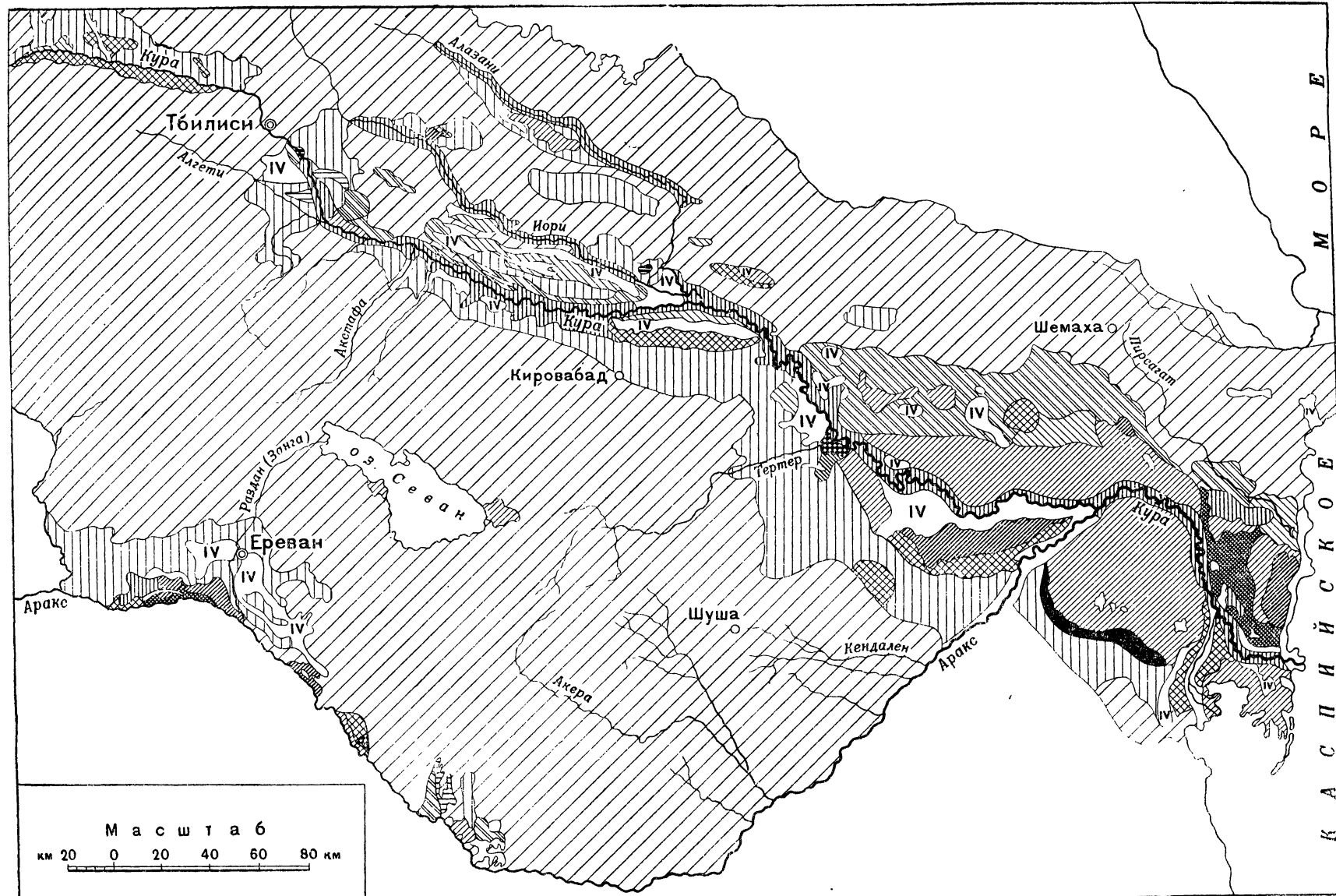


Рис. 115. Карта засоления и солонцеватости почв Закавказья.

**Воднорастворимые соли слабозасоленной почвы (в процентах)
(разрез № 50)**

Соли	Глубина (в см)					
	0—10	50—60	100—110	140—150	200—210	250—260
Cl'	0,0025	0,0905	0,1218	0,1600	0,0730	0,0661
SO ₄ '	0,0055	0,0816	0,7381	0,8197	0,6812	0,6242

Грунтовая вода ранее находилась здесь на глубине около 4—5 м. Этот район охвачен орошением частично. Тем не менее грунтовые воды поднялись примерно до 2 м, а скопление солей в поверхностных горизонтах достигло в отдельных местах 20% и более.

Орошение новых площадей все более нарушает гидрологический режим степи и повышает угрозу развития заболачивания. Поэтому правильное ведение хозяйства немыслимо без водоотводящей сети и частично дренажа. Физико-химические свойства этих почв и имеющих довольно широкий опыт дренирования показывают, что при соблюдении этих условий мы получаем прекрасный объект для сельскохозяйственного использования. *

ЗАКАВКАЗЬЕ

Бассейн рр. Куры и Аракса

Ирригационная зона Закавказья расположена в бассейне рр. Куры и Аракса. Она может быть разделена на три более или менее самостоятельных массива: 1) восточная Кура-Араксинская низменность ниже Мингечаура, включающая в себя степи Сальянскую, Муганскую, Ширванскую, Мильскую и бассейн р. Тертера; 2) массив выше Мингечаура, включающий в себя районы Ганджино-Казахский, Караязский и бассейн рр. Иоры и Алазани; 3) массив собственно Араксинский, включающий в себя так называемую Ереванскую котловину (Армянская ССР) и Нахичеванскую автономную республику (рис. 115).

С геоморфологической точки зрения хлопковая зона в целом оказывается сложенной, как и в Средней Азии, из двух областей — лессовой (пролювиально-делювиальной) и аллювиальной. Лессовая область представлена в следующих районах: 1) на юге Муганской степи (склоны Талышанского хребта); 2) в большей части Мильской степи и отчасти Тертерского бассейна (склоны Кара-

* Автор не учитывает применение новой техники орошения, планировку полей, введение правильных севооборотов с многолетними травами и высокую агротехнику, которые позволяют (как, например, в совхозе Пахта-Арал) повысить к. з. и. до 90% и получать высокие урожаи хлопчатника. — *Ред.*

бахского хребта); 3) почти во всем Ганджино-Казахском районе; 4) лесс широко развит в бассейне рр. Иоры и Алазани, а также в Караязах.

Не останавливаясь на характеристике лессов отдельных районов, отметим лишь некоторые общие черты, свойственные всей этой области. Как общее правило, лессовые районы обладают сетью водотоков, обеспечивающих поверхностный сток. Исключение представляют лишь шлейфы склонов, где они сохранились от размывов, и местные деформации рельефа.

Грунтовые воды обычно глубоки и имеют более или менее ясный уклон своего зеркала. Физико-химические свойства местных лессов в общем аналогичны соответствующим среднеазиатским породам, так что некоторые исследователи относят и те, и другие к одной арало-каспийской лессовой формации.

Аллювиальные отложения развиты чрезвычайно широко и слагают собой степи Сальянскую, Муганскую, Ширванскую и частью Мильскую, примыкающую к Куре и Араксу. Ереванская котловина также почти полностью выполнена аллювием.

В качестве общих черт местных аллювиальных отложений можно отметить следующее: всюду они сохраняют отчетливые следы своего происхождения в виде ясной слоистости и пестроты механического состава. Преобладают глины и суглинки, но лессовидность выражена в них всегда слабо. Мощность свиты обычно велика и нет сколько-нибудь значительных массивов с близким подстиланием крупными песками или галечниками. Рельеф обычно очень слабо разработан и не обеспечивает стока. Грунтовые воды высокие, бессточные и по преимуществу минерализованные.

По общим физико-географическим условиям в хлопковой зоне Закавказья мы должны ожидать в качестве зонального почвенного типа сероземы. Фактически же здесь наблюдается, кроме того, и широкое развитие каштановых почв, что отличает Закавказье от Средней Азии. Наряду с этим здесь очень широко распространены представители гидроморфного типа почв, в общем аналогичные среднеазиатским влажнолуговым почвам, в некоторых своих модификациях называемые здесь чальными почвами, а также солончаки. Имеются и такыры, но в слабом географическом развитии и не типичном выражении, почему они и выделяются скорее лишь по аналогии с Средней Азией.

Если сравнивать общий характер почвообразования Средней Азии и Закавказья, то отмечается одно крупное принципиальное различие. Для Средней Азии, кроме ее самой северной части, пограничной с бурой зоной, характерно слабое развитие типичных солонцовых почв.

В Закавказье, наоборот, солонцовый тип почвообразования проявляется чрезвычайно широко как среди аутоморфных, зональных, так и гидроморфных почв. Это почвообразование остается пока недостаточно освещенным прямым аналитическим путем (количества поглощенного натрия), но яркость морфологической

картины и косвенные аналитические данные (щелочность, механический состав) не оставляют сомнения в реальности явления.

Приведем некоторые данные по отдельным типам почв.

Типовая характеристика местных каштановых почв следующая: горизонт А — светлокаштановой окраски, мощностью не свыше 15 см, рыхлый. Горизонт В — также мощностью до 15—20 см, некрупной комковато-ореховатой структуры. Сложение рыхлое, уплотненные горизонты отсутствуют. Вскипание обычно наблюдается с поверхности. Горизонт С — палево-светлобурый с обильными выделениями извести.

Распределение механических элементов, перегноя и карбонатов в разрезе на склоне Карабахских гор следующее (табл. 185, по Тюрменову).

Т а б л и ц а 185

Результаты анализа почвы со склона Карабахских гор
(в процентах)

№ раз- реза	Гори- зонты (в см)	Размеры частиц (в мм)				Гигроско- пическая вода	Гумус	СО ₂
		1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01			
59	0—5	0,85	10,26	28,19	60,65	4,53	2,60	4,65
	15—20	1,17	9,92	25,86	63,06	4,73	2,31	4,62
	50—55	0,34	6,36	21,58	71,72	4,62	0,32	7,04

В солонцеватых разновидностях горизонт В становится гораздо более плотным, приобретает столбовидную структуру, а поверхностные слои часто теряют вскипание. Соответственно изменяются и физико-химические свойства почвы.

Для примера приведем результаты анализа по разрезу № 22 в Мильской степи (табл. 186, С. А. Захаров)

Т а б л и ц а 186

Химический состав почвы Мильской степи (в процентах)

Горизонты (в см)	Гумус	СО ₂	Водная вытяжка			
			сухой остаток	НСО ₃ '	Сl'	SO ₄ ''
0—6	1,084	—	0,0563	0,0154	0,0018	0,0244
6—15	0,5739	—	0,0541	0,0193	0,0004	0,0222
16—25	0,3454	3,999	0,0630	—	0,0033	0,0289
25—50	0,3970	4,878	0,3428	0,0620	0,0900	0,1052
50—80	0,3883	5,496	0,9169	0,0578	0,1823	0,3971
80—90	0,3735	3,934	1,9239	0,0352	0,2136	1,0857
90—100	0,3653	4,270	2,2650	0,0351	0,2094	1,1312

Солонцеватый иллювиальный горизонт обозначается здесь очень рельефно изменением содержания гумуса, щелочности и всех солей с глубины 25 см. Изменение в содержании механических элементов и гумуса резко выступает в супеси разреза № 23 (табл. 187, С. А. Захаров).

**Содержание гумуса и механический состав почвы (в процентах)
(разрез № 23)**

Глубина (в см)	Размер частиц (в мм)					Гумус
	> 0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	< 0,005	
0—7	8,74	81,94	3,14	5,06	1,08	0,819
7—30	18,30	64,10	1,58	4,61	11,45	0,897
30—60	44,52	49,82	0,70	3,85	1,13	0,720
65—92	9,45	84,92	1,02	3,57	1,04	0,692

В ряде районов (западная часть Гяур-Арха в Мильской степи, третье отделение совхоза Караяз и др.) зарегистрировано развитие типичных комплексов почв с глубокостолбчатыми и корковыми солонцами.

Сероземы Закавказья, развитые по преимуществу на лессовидных породах, по строению и свойствам близки аналогичным почвам Средней Азии. Основные черты их следующие: общая светлая окраска, малогумусность и слабая расчлененность почвенных горизонтов; характерная источенность горизонта С насекомыми (кавернозность); богатство углекислыми солями с поверхности и скопление их в горизонте С. На останках третичных пород развиты преимущественно сероземы разных степеней солонцеватости, с ясной дифференциацией иллювиального горизонта В. По своим свойствам они являются, возможно, аналогами солонцеватых почв Усть-Урта и северной части Кызыл-Ординского района Средней Азии.

Сероземы залегают не только на лессах, но широко развиты также на древнем аллювии (на повышенных элементах рельефа). Здесь в особенности ярко проявляется развитие солонцеватых разновидностей, вплоть до типично сформировавшихся солонцов. В качестве типичного приводится описание разреза на Мугани (С. И. Тюремнов):

Г о р и з о н т А — до 4—5 см, светлосерый, коричневого оттенка, плитчатый, пористый, рыхлый, легкий суглинок. Вскипание с поверхности.

Г о р и з о н т В₁ — до 18 см, буро-коричневый, заметно темнее горизонта А, ясно столбчатый, столбики высотой до 6 см, диаметром 3—4 см, могут быть легко вынуты. Значительно плотнее верхнего (типичный солонцовый горизонт).

Г о р и з о н т В₂ — до 30 см, коричневато-буро-серый, пестроватый, от более темных и белесых расплывчатых пятен карбонатов, несколько рыхлее верхнего.

Г о р и з о н т С₁ — до 37 см, розовато-бурая прослойка из тяжелого суглинка.

Из многих разновидностей чальных почв ниже дается характеристика лишь наиболее развитого представителя их, именно чально-луговой почвы, а затем для сопоставления с ней — чально-

солонцеватой почвы. Типовые черты чально-луговой почвы следующие (Тюремнов). Гумусовый горизонт ясно выражен и достигает мощности 25—40 см. Цвет темносерый с сизоватым оттенком. Структура на поверхности часто мелкопористая, в основной же массе не характерная, крупнокомковатая. Горизонт В обычно неясно выражен, иногда более плотен и приобретает комковато-призмовидную структуру; вскипание с поверхности, в нижней части горизонта В обычно скопление углекислых солей в виде расплывчатых желтовато-белых пятен. По механическому составу преобладают тяжелые глинистые разности. В таблице 188 приводятся некоторые характерные для этих почв данные.

Т а б л и ц а 188

Содержание гумуса и механический состав чально-луговых почв
(в процентах)

Номер и местоположение разреза	Глубина (в см)	Гумус	СО ₂	Размер частиц (в мм)			
				1,0—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01
№ 10, в 5 км от Лембаран, к во- стоку-северо-во- стоку — низкая рав- нина	0—5	2,59	2,24	0,34	2,34	10,24	87,08
	15—20	1,92	2,89	0,30	2,56	11,11	86,03
	30—35	1,06	4,58	0,18	3,13	16,37	80,32
	45—50	0,83	2,98	0,13	2,36	13,76	83,75
	55—60	0,68	2,33	0,64	2,50	11,31	85,55
	70—75	0,51	2,55	0,14	2,40	9,36	88,10

Чально-солонцеватые почвы морфологически отличаются от чально-луговых более ясным расчленением профиля. Горизонт А — 8—15 см, серой или светлосерой окраски, часто плитчатой структуры. Горизонт В — 20—40 см обычно темнее верхнего и имеет глыбисто-комковатую (иногда с признаками вертикального расположения отдельностей) структуру. Эти почвы характеризуются следующими показателями (табл. 189).

Т а б л и ц а 189

Данные химического анализа чально-солонцеватой почвы (в процентах)

Номер и местоположение разреза	Глубина (в см)	Гигроскопическая вода	Гумус	Химически связанная вода	СО ₂
№ 17 Б, у Агдаша	0—15	1,80	2,49	2,24	3,11
	30—35	2,14	2,93	3,13	3,00
	55—60	1,88	1,94	1,59	5,76
	95—100	1,23	1,19	2,41	2,27

По всем приведенным в таблице 189 элементам иллювиальный горизонт 30—35 см выделяется вполне отчетливо.

Описанная солонцеватая разновидность почв широко развита в Ширванской степи. Во всей Ереванской низменности многочисленны также представители этого типа почвообразования, часто представляющие типичные структурные солонцы.

В заключение отметим, что исследователи местных такыров (С. И. Тюремнов и др.) отмечают, что почвообразование в них развивается в сторону солонцеобразования.

Таким образом, солонцовый процесс в хлопковой зоне Закавказья широко развит.

Если сравнить весь комплекс новообразований Закавказья и Средней Азии, то можно высказать предположение, что в закавказской хлопковой зоне мы имеем дело с не вполне типичной сероземной зоной, а с северной окраиной ее — аналогичной среднеазиатскому Усть-Урту, Кызыл-Ординскому и может быть Казалинскому районам. Именно здесь появляются бурые и возможно каштановые почвы и приобретают достаточно широкое развитие почвы солонцеватого типа почвообразования, повидимому, аналогичные закавказским.

Кроме названных типов почв, в Закавказье широко распространены засоленные почвы и солончаки, характеристика которых дается ниже по районам.

Низовья Кура-Араксинского бассейна. Аллювиальная область. Этот район включает все территории, лежащие в низовьях рр. Аракса и Куры, ниже выхода последней из гор Караджа-Даг (Мингечаур). Сюда входят степи — Мильская с бассейном Тертера, Ширванская, Муганская и Сальянская. Общая площадь низменности, где возможно орошение, составляет 2 460 500 га.

Геоморфологически здесь выделяются две зоны: 1) зона аллювия рр. Куры и Аракса и частью смешанных аллювиально-морских отложений и 2) зона пролювиально-делювиальных лессовидных отложений склонов Карабахских гор и Балыша и аллювиально-пролювиального выноса с главного Кавказского хребта (Ширвань). Каждая зона имеет свои характерные условия почвообразования.

Зона Кура-Араксинского аллювия включает в себе всю Сальянскую степь, Муганскую (без самой южной полосы), южную и юго-восточную Ширвань (без конусов выноса местных рек) и северные низменные части Мильской степи и Тертера.

Эта громадная зона в значительной своей части лежит ниже нулевой горизонтали. Выполнена она сравнительно молодым аллювием Куры и Аракса, отлагающимся в бывшем заливе Каспийского моря. Для характеристики строения этого аллювия приводим описание следующей глубокой скважины, сделанной в северной части Мильской степи у Ширин-Кум (табл. 190, В. А. Приклонский).

В качестве примера разнообразия механического состава и засоления пород приведем данные по заложенным двум разрезам в центральной части Северной Мугани (табл. 191, 192, Козыцын).

Из этих данных видно, что вся толща аллювиальных отложений мелкозерниста и резко засолена. Крупные пески и галечники

Строение аллювия северной части Мильской степи

Порода	Мощность (в м)
Суглинок	0,0—0,68
Серый песок с мелкой галькой	0,68—5,43
Коричневатый и серый суглинок (на глубине 13,66 м углистые включения)	5,43—16,26
Серый чистый песок с галькой диаметром до 3 см.	16,26—25,00
Коричневая суглинисто-глинистая толща, иногда с гипсом	25,00—35,47
Серый чистый песок с галькой	35,47—42,08
Коричневатая суглинисто-глинистая толща	42,08—56,00
Частое переслаивание глинистых и песчаных слоев с древнекаспийской фауной	56,00—80,75

Таблица 191

Механический состав почвогрунта и содержание в нем воднорастворимых солей (в процентах) (разрез № 22)

Порода и глубина (в м)	Сухой остаток	Cl'	SO ₄ ''
Глинистый песок, 0—0,6	0,4800	0,2230	0,0310
То же, 0,6—1,8	1,2490	0,5283	0,0732
» » 1,8—3,0	1,2855	0,5943	0,1377
Глинистый коричневый соленый песок, 3,0—4,2	1,4336	0,6476	0,1692
То же, 4,2—5,4	1,7691	0,7613	0,2561
» » 5,4—6,6	2,1053	0,7994	0,4289
Серая иловатая соленая глина, смешанная с песком, 6,6—7,8	1,7796	0,7305	0,2894
То же, 7,8—9,0	—	—	—
» » 9,0—10,5	1,7329	0,6355	0,3373
Мокрый песок, 10,5—11,1	0,8811	0,3850	0,1297

залегают в очень ограниченной зоне выхода р. Аракса из гор на равнину.

Для характеристики грунтовых вод аллювиальной области приведем, как наиболее типичные, данные по Муганской степи (Ф. П. Саваренский).

Уровень грунтовых вод лежит на глубине 2—3 м, иногда выходя до 1 м и менее и понижаясь в редких случаях до 5—10 м.

Уклон грунтовых вод следует уклону местности и в низменной степи составляет 0,0001—0,0002, а в южной, пролювиально-делювиальной — 0,002.

Поток грунтовых вод в Южной Мугани имеет направление с юго-запада на северо-восток к низменной степи. На остальном пространстве поток направлен на восток. Гидроизогипсы имеют, однако, изгибы, отражающие влияние естественных протоков и оросительных систем. Так, гидроизогипса — 20 м в Северной Мугани уходит далеко к востоку вдоль протока, используемого как оросительный канал, по которому пускается вода для

Механический состав почвогрунта и содержание в нем воднорастворимых солей (в процентах) (разрез № 40)

Порода и глубина (в м)	Сухой остаток	Cl'	SO ₄ ''
Суглинок с небольшим содержанием солей, 0—0,6	1,1183	0,1608	0,4679
Коричневая иловатая глина с небольшим содержанием солей, 0,6—1,8	—	—	—
Серая иловатая глина с солями, 1,8—3,0	1,3626	0,3253	0,4278
Серая иловатая глина, 3,0—4,2	1,8533	0,5122	0,5658
4,2—5,4	1,6395	0,6989	0,2545
5,4—6,6	2,3214	0,8192	0,4882
Коричневатая иловатая глина, 6,6—7,8	1,7602	0,7612	0,3132
7,8—9,0	1,5302	0,6491	0,2038
Коричневатая песчаная глина, 9,0—10,2	1,5886	0,6709	0,1212
10,2—11,4	1,3703	0,5591	0,2092
Коричневатый глинистый песок, 11,4—12,6	1,7549	0,6714	0,3301
Серо-зеленый глинистый песок, 12,6—13,5	1,9143	0,6783	0,3877

орошения и водоснабжения. В этом сказывается фильтрующее влияние этого протока, повышающего уровень грунтовых вод в прилегающей полосе степи.

Иначе ведет себя поток Новый Аракс. Будучи закрыт у своего отхода от Аракса шлюзом, Новый Аракс, долина которого довольно глубока, оказывает дренирующее влияние на грунтовые воды, в силу чего гидроизогипсы — 20, — 22, — 24 м вдаются к западу. Влияние оросительных магистральных каналов отражается на гидроизогипсах и в Средней Мугани. Гидроизогипсы вытягиваются к востоку, отмечая повышение уровня грунтовых вод вдоль Ленинского канала и его северной ветви, по которой вода пускается круглый год для снабжения водой расположенного здесь поселка Ленино и других селений. Та же закономерность, но в меньшей степени, наблюдается и в отношении Среднемуганского канала.

Наоборот, в пространстве между магистральными каналами гидроизогипсы отклоняются к западу, отмечая понижение уровня грунтовых вод в этих частях степи.

Общее падение поверхности грунтовых вод в низменной (Средней и Северной) Мугани достигает 26 м, — от нулевой гидроизогипсы вдоль склона Южной Мугани до минус 26 м, наблюдающейся в восточной прикуринской полосе Средней Мугани. Исследования 1925 г. не могли охватить самую восточную часть Мугани в районе озера Ах-Чала. Наиболее интересным здесь представляется участок низовья протока Новый Аракс, где намечается гидроизогипса минус 26 м, внутри которой наблюдалось стояние грунтовых

вод ниже минус 26 м, т. е. ниже уровня воды в соседней Ку́ре и ниже уровня Каспийского моря.

Гидроизогипсы в восточной прикуринской полосе имеют характер замыкающихся кривых, указывающих, что грунтовые воды образуют здесь замкнутые котловины (бассейны), лежащие ниже уровня Куры. По восточной границе Мугани р. Кура не только не дренирует степи, но, наоборот, может питать ее своими водами.

Таким образом, поверхность грунтовых вод указывает на наличие в Мугани грунтового потока с весьма слабым уклоном, приближающегося по своему характеру к грунтовому бассейну, а в восточной части переходящего в собственно бессточный грунтовой бассейн.

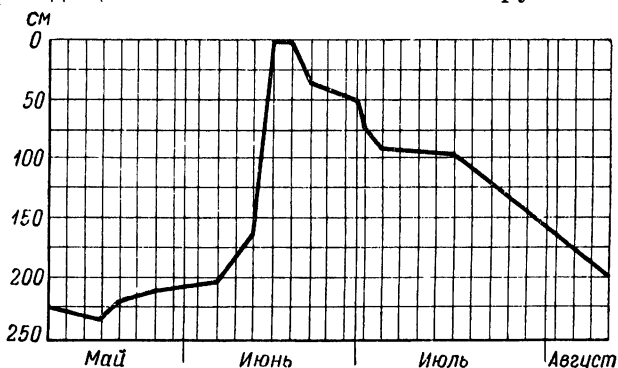


Рис. 116. График колебания уровня грунтовой воды в шурфе № 7 в Северной Мугани летом 1925 г.: 22 мая началась заливка окрестных полей; 16 июня залито поле с шурфом; 24 июля заливка кончилась (Ф. П. Саваренский).

Такова общая картина залегания грунтовых вод. На самом же деле их поверхность более сложна и непостоянна.

Мощность водоносного слоя аллювиальных отложений для всей степи не установлена. По имеющимся скважинам она достигает 12—15 м, к востоку же, повидимому, увеличивается. Водоносный горизонт аллювиальных пород подстилается глинистыми осадками каспийской трансгрессии, среди которых встречаются более песчаные водоносные прослойки, возможно сообщающиеся с водоносной толщей аллювия.

В качестве источников питания грунтовых вод Мугани Ф. П. Саваренский называет следующие:

- 1) атмосферные осадки (в холодное время года);
- 2) фильтрация воды из рр. Аракса и Куры, особенно во время паводков;
- 3) паводковые воды при прорывах через дамбы, а также оросительные воды;
- 4) оросительные воды, питающие грунтовые как на полях за счет избыточных поливных норм, так и за счет фильтрации из каналов (рис. 116 и 117).

Повышение уровней грунтовых вод наступает при орошении быстро и распространяется далеко благодаря главным образом передаче гидростатических напоров;

5) глубокие воды (в отдельных случаях) — например, в Южной Мугани за счет стока с Талышинских склонов и в Сальянской степи за счет выходов третичных сопочных вод;

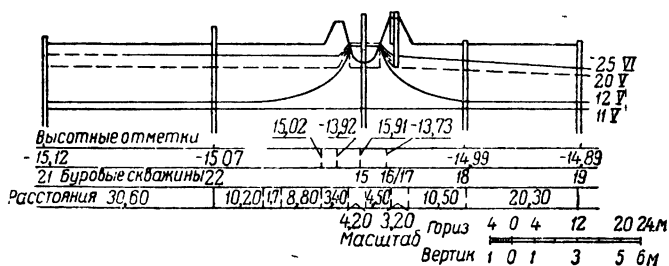


Рис. 117. Разрез поперечника буровых скважин через Ново-Харьковскую оросительную ветвь на Джафарханской опытной станции (Ф. П. Саваренский).

6) воды Каспийского моря в примыкающих к нему низких частях Кура-Араксинской низменности. Кроме того, море оказывает влияние на режим грунтовых вод всей Кура-Араксинской низменности, вызывая их подпор.

Грунтовые воды Мугани, как правило, сильно засолены (Ф. П. Саваренский).

Распределение площадей по степени засоления грунтовых вод показано в таблице 193.

Т а б л и ц а 193

Распределение площадей с разной степенью минерализации грунтовых вод (Закавказский институт водного хозяйства)

Минерализация грунтовых вод (в г/л)	Площади	
	в тыс. га	в %
5—10	81,9	15,7
10—50	179,7	34,4
50—100	213,6	46,9
Более 100	47,0	9,0
	522,2	100

В составе солей грунтовых вод резко преобладает хлористый натрий, как это видно из таблицы 194.

В этой таблице скважины 41—111 характеризуют естественные грунтовые воды Мугани, а скважины 102, 121 и 109 — опресненные орошением. Влияние орошения сказывается не только на об-

Химический состав грунтовых вод Мугани (в г/л) (Ф. П. Саваренский)

Соли	№ скважин											
	41	35	112	20	483	23	33	589	111	102	121	109
Сухой остаток	53,000	51,760	49,880	46,300	36,900	35,000	34,900	32,200	17,400	3,280	2,840	1,840
Cl'	23,300	22,850	23,640	22,130	16,590	14,820	15,670	14,550	7,693	0,583	0,734	0,699
SO ₄ ''	4,584	2,596	3,453	3,446	2,764	3,285	3,285	2,441	0,977	0,953	0,607	0,185
NaCl + KCl	26,720	21,520	24,880	24,640	16,720	16,320	18,320	14,400	6,224	1,883	1,760	1,296
CaO	2,092	33,076	2,918	2,698	2,390	2,037	2,717	2,717	1,570	0,292	0,333	0,194
MgO	5,945	5,152	2,109	4,942	3,370	2,929	3,353	3,244	1,868	0,246	0,304	0,199

щем опреснении грунтовых вод (до 2—3 г/л против 30—50), но и коренным образом на самом составе солей. Это последнее изменение представлено Ф. П. Саваренским в виде графика (рис. 118), на котором показано среднее процентное содержание отдельных ион-эквивалентов в воде нормальной и опресненной. Цифры показывают, что при опреснении относительно возрастает количество SO_4^{--} , Na^+ и ионов $\text{CO}_3^{--} + \text{HCO}_3^-$. Особенно крупное принципиальное значение имеет увеличение щелочности и Na^+ . Источником этого повышения может быть, очевидно, только поглощенный натрий,

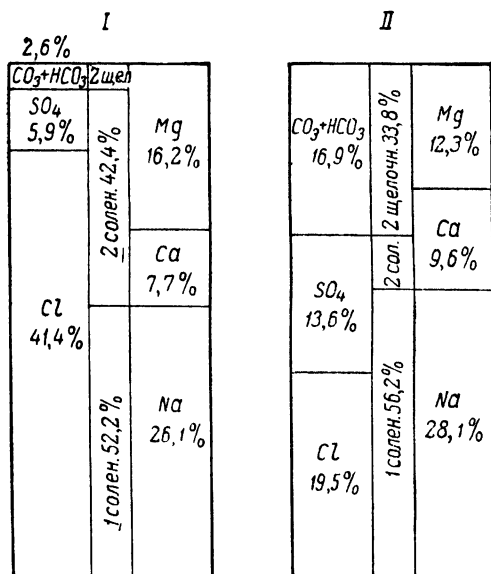


Рис. 118. График химического состава нормальных (I) и опресненных (II) вод (в процентах ион-эквивалентов).

находящийся в почве и образующий соду при выщелачивании. Таким образом, можно заключить, что местные почвы солонцеваты. Это согласуется с нашими данными по промывке монолитов муганских почв.

Высокая степень минерализации грунтовых вод и близкое залегание их служит мощным источником засоления почв. Скорость процесса усугубляется высокой энергией капиллярного поднятия в местных почвах и изменением режима грунтовых вод в связи с орошением. Характер капиллярного поднятия иллюстрируется следующими графиками (рис. 119) для песка и легкого суглинка, полученными Саваренским в насыпных трубках. Из графиков видно, что предельная высота капиллярного поднятия для песка составляет более 120 см, для суглинка более 200 см. При этом существенно, что высоты более 100 см капиллярные токи достигают в короткие сроки, около 10 дней.

При орошении уровень грунтовых вод резко повышается, и поверхность почвы оказывается в зоне прямого капиллярного питания (рис. 120). Повышение уровня грунтовых вод с апреля по август связано с летним орошением полей.

В других случаях амплитуда колебаний выражается еще большими величинами, достигающими 2—3 м.

Почвенный покров аллювиальной зоны представлен комплексом так называемых гидроморфных (испытывающих избыточное увлажнение) почв, а именно: аллювиальными сероземами, чально-луго-

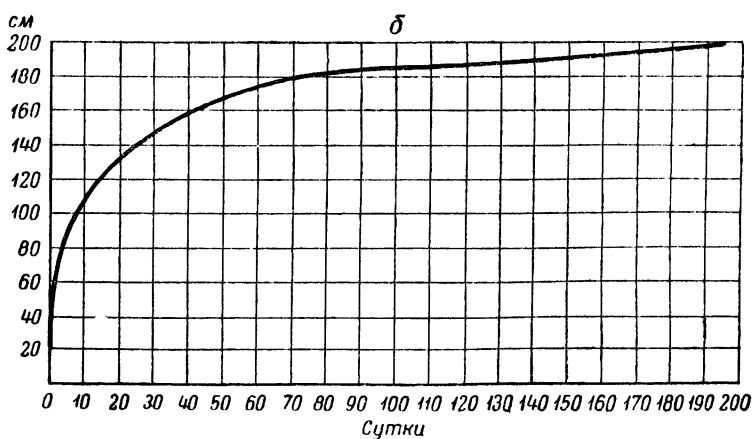
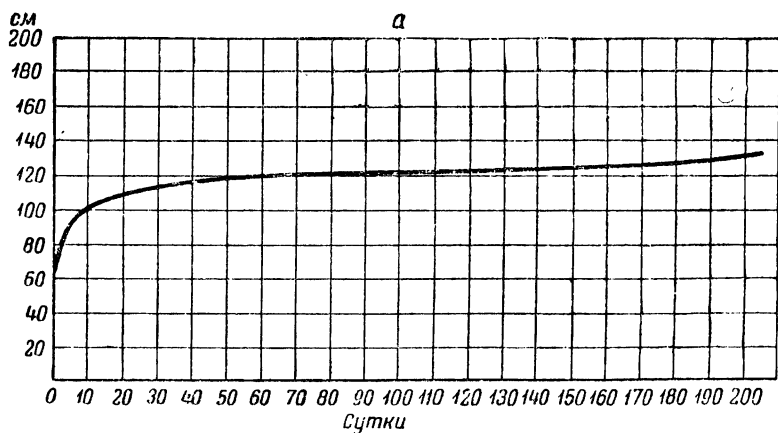


Рис. 119. Характер капиллярного поднятия воды:

a — песок средний, Мугань, шурф № 430, с глубины 270—278 см; *б* — суглинок легкий, Северная Мугань, Джафарханский опытный участок. Шурф № 1, с глубины 40—60 см.

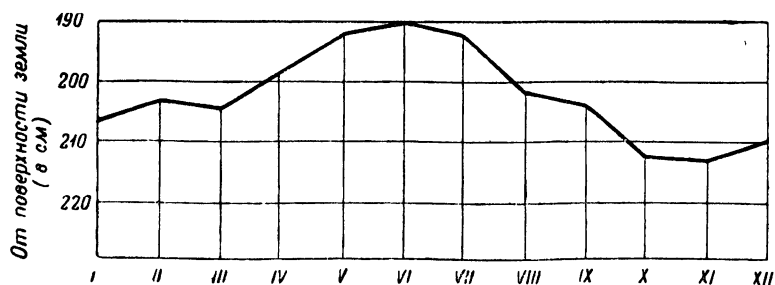


Рис. 120. График колебания уровня грунтовой воды в скважине № 21 бывшего Водного управления за 1916 г. (Ф. П. Саваренский).

выми, чально-болотными и солончаками. Важнейшей чертой всех этих разностей является их значительная засоленность.

В Муганской степи почвы различной степени засоленности занимают следующие площади (Закавказский институт водного хозяйства):

незасоленные (до 0,3% солей) . . .	70 109 га, или	17%
слабозасоленные (до 0,5)	81 891 » »	19,8%
засоленные (0,5—3)	230 980 » »	56,0%
неудобные и солончаки	9 900 » »	2,4%
412 700		100%

Для почв Сальянской степи Преображенский дает следующие цифры:

не требующие мелиорации	24 200 га, или	19,5%
легкомелиорируемые	29 583 » »	19,0%
трудномелиорируемые	41 283 » »	33,3%
неудобные	35 082 » »	28,2%
124 104 » »		100%

Для всей Кура-Араксинской низменности почвы, засоленные в разной степени, составляют 60—65%. Засоление аллювиальной области не равномерное, оно теснейшим образом связано с типичными формами рельефа — «чалами» и «буграми».

Чалы представляют обширные, плоские замкнутые понижения, разделенные столь же пологими и широкими повышениями — буграми. Почвы чал обычно наиболее глинисты (до 90% частиц меньше 0,01 мм) и с поверхности не сильно засолены; почвы бугров более легки, суглинисты и даже супесчаны и обычно значительно засоляются. Для иллюстрации приводим данные по двум разрезам, различающимся по высоте поверхности на 54 см (табл. 195 и 196).

Т а б л и ц а 195

Механический состав почв Мугани (в процентах), двух разрезов

Номер и местоположение разреза	Глубина (в см)	Размер частиц (в мм)						Сумма частиц < 0,01
		0,5—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001	
108, чала	0—43	0,020	1,444	9,749	55,511	10,553	14,952	81,016
	43—63	0,034	1,452	10,812	63,284	6,675	10,088	81,047
	63—105	0,016	0,429	4,274	57,518	15,328	16,372	89,218
	105—136	0,0183	4,342	16,048	47,134	12,491	12,619	72,244
	136—192	0,015	14,133	29,859	29,976	18,442	7,852	56,270
110, бугор	0—28	0,028	15,694	2,330	53,031	9,518	13,756	76,305
	28—45	0,013	22,057	38,784	28,045	2,612	4,407	35,064
	45—68	0,029	3,838	17,074	59,709	4,596	6,206	70,511
	68—113	0,013	34,045	36,083	20,269	1,646	3,977	25,892
	113—150	0,012	1,196	7,999	61,887	8,958	10,660	81,505
	150—197	0,020	2,987	6,480	61,778	9,417	11,311	82,506

Содержание воднорастворимых солей в почве Мугани (в процентах)

Номер и местоположение разреза	Краткая характеристика почвенных слоев	Глубина (в см)	Плотный остаток	Cl'	SO ₄ ''	НСО ₃ '
108, чала	Красноватый почти чистый ил	0—43	0,1032	0,0253	0,0293	0,0396
	Иловатый суглинистый	43—63	0,3961	0,1844	0,0499	0,0635
	То же	63—105	0,1581	0,0603	0,0236	0,0517
	Прослойка с суглинистыми включениями	105—136	0,3328	0,1644	0,0658	0,0499
	Иловатая супесь	136—192	0,3559	0,1514	0,1091	0,0431
110, бугор	Коричневато-темный суглинистый	0—28	0,5863	0,1196	0,1989	0,0740
	Серо-желтый супесчаный	28—45	0,9313	0,5386	0,2408	0,0247
	Темносерый иловатый суглинистый	45—68	2,5523	0,6792	0,4329	0,0241
	Серо-желтый, почти пылеватый	68—113	1,6486	0,2494	0,2109	0,0291
	Красно-коричневый иловатый суглинистый	113—150	1,9474	0,6869	0,2260	0,0251
	Желто-бурый иловатый суглинистый	150—197	2,0559	0,7524	0,4747	0,0295

Приведенные данные достаточно отчетливо подчеркивают различия чал и бугров. Схематически эти различия показаны на рисунке 121.

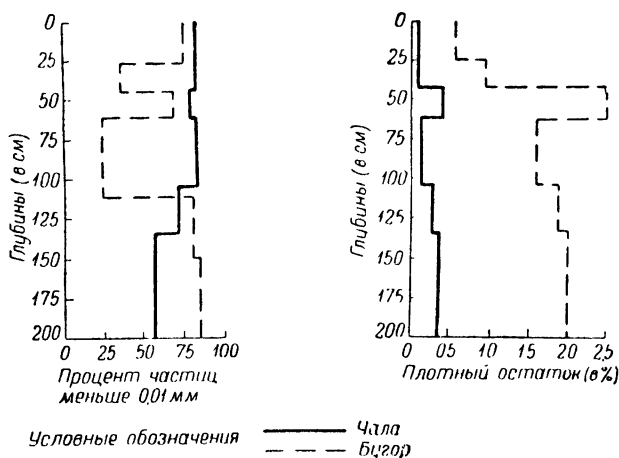


Рис. 121. Механический состав и засоление чал и бугров.

Процесс засоления бугров протекает следующим образом. При орошении затопляются только чалы; фильтрующиеся соленые воды растекаются в стороны бугров и, поднимаясь капиллярно

вверх, засоляют их. Этот процесс в условиях Мугани на буграх наиболее ярко выражен, но практически развит всюду, где капиллярные токи достигают поверхности земли.

Имеющееся подробное исследование засоления Джафархана (С. И. Тюремнов) свидетельствует о возможности быстрого процесса засоления почвы в условиях залегания грунтовых вод на глубине 160—170 см; степень засоления одного участка в 63 га была определена в марте 1916 г. и апреле 1917 г. Происшедшее за год изменение в засолении площадей показано в таблице 197.

Т а б л и ц а 197

Изменение площадей различных степеней засоления в течение одного года

Дата	Незасоленные с поверхности (сумма солей менее 0,3 %)	Поверхность в начальных стадиях засоления (сумма солей 0,3—1 %)	Засоляющиеся с поверхности (сумма солей 1—2 %)	Сильнозасоленные с поверхности (сумма солей 2—3 %)	Солончани (сумма солей более 3 %)
1916 г.:					
в га.	19,3	19,8	16,7	5,7	1,9
в %	30,5	31,2	26,3	9,0	3,0
1917 г.:					
в га.	8,7	9,9	12,1	10,3	22,4
в %	13,7	15,6	19,1	16,2	35,4

Увеличение засоления здесь огромно, оно составляет 590 т солей на всю поверхность участка за весь период. Это значит, что в слое 0—5 см ежедневно откладывалось около 1,6 т солей. За год процент незасоленных земель сократился с 30,5 до 13,7, а солончаков, наоборот, возрос с 3 до 35,4. Интенсивность засоления в летний период (март—ноябрь) и зимний (ноябрь — апрель) оказалась в данных условиях равной 1,304 и 1,295%. Следует отметить, что когда грунтовые воды понижаются, процесс, как и в Средней Азии, идет в обратном направлении, и поверхность почвы может рассоляться. Так, исследование засоления на том же участке в 1925 г., когда грунтовые воды залегали на глубине 245—291 см, показало уменьшение содержания солей примерно до норм 1916 г. Таким образом, эти наблюдения еще раз подчеркнули чрезвычайную динамичность процессов засоления и главенствующую роль в них грунтовых вод.

Мелиорация аллювиальной области и дренаж. Учитывая описанные гидрогеологические и почвенные условия аллювиальной области низовьев Кура-Араксинского бассейна, можно заключить, что вся она при орошении будет подвергаться подтоплению грунтовыми водами и, следовательно, засоляться. Поэтому нормальное сельскохозяйственное освоение ее возможно лишь на фоне искусственной водоотводящей сети, позволяющей регулировать уровень грунтовых

вод и вести промывки имеющихся солончаков. * Можно считать, что для таких территорий, как Мугань, Сальяны, минимумом водоотводящей сети являются глубокие коллекторы. Однако для ряда более засоленных площадей необходим и дренаж.

Условия для работы дренажа на Мугани, повидимому, благоприятны. Исследования показывают, что местные почвы, несмотря на тяжелый глинистый состав, обладают высокой фильтрационной способностью. Так, Ф. П. Саваренский методом откачек установил следующие величины коэффициента фильтрации для разных точек Муганской степи.

Коэффициент фильтрации (в см/сек)

Джафархан, 1-й опытный участок	0,0265
Джафархан, 2-й » » »	0,0180
Ленинский опытный участок	0,0970
Солончак Гаджи-Ельчи	0,0007

Эти величины коэффициента фильтрации, кроме показателя по солончаку Гаджи-Ельчи, очень высоки и характеризуют не глины, а супеси.

Причины такого резкого расхождения между показаниями механического анализа и прямым определением фильтрации заключаются, повидимому, в резко выраженной агрегатности местных грунтов и в коагулирующем действии солей. Степень выраженности значения этих факторов иллюстрируется следующим опытом Ф. П. Саваренского.

Ряд почвенных образцов Мугани был подвергнут по способу пипетки механическому анализу со следующими тремя видами предварительной обработки: 1) проба осторожно растерта резиновым пестиком, но воднорастворимые соли не отмывались; 2) проба отмыта от хлористых солей; 3) проба обработана 0,2*N* соляной кислотой для разрушения карбонатов, а затем промывалась на фильтре раствором 0,1*N* NaCl или 0,05*N* NH₄Cl для разрушения сульфатов. В целом, следовательно, здесь осуществился один из вариантов системы механических анализов, значение которой мы описали выше.

Из полученного таким образом материала мы приведем в таблице 198 для примера данные анализа лишь одного образца.

Эти данные показывают, что согласно анализу по первому способу почва относится к суглино-супеси (14% частиц меньше 0,01 мм), по анализу вторым и третьим способами — к глинистым почвам (глины более 50%), но при втором способе частиц меньше 0,001 мм имеется всего 0,16% (т. е. практически их нет), тогда как при третьем способе их почти 36%, т. е. громадное количество.

* Здесь автор не соблюдает принципа дифференцированного подхода к различным массивам с учетом природных и хозяйственных условий. — *Ред.*

**Механический состав почвы (в процентах), взятой с глубины
160—180 см (разрез № 1, Джафархан)**

Способ анализа	Размер частиц (в мм)									Соли, вымытые при обработке	Соли в суслении
	0,25—0,05	0,05—0,02	0,02—0,01	0,01—0,005	0,005—0,002	0,002—0,001	0,001—0,0005	0,0005—0,0002	< 0,0002		
1	14,87	26,43	42,92	12,43	1,53	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,82
2	10,29	7,10	16,17	61,10	2,91	0,64	0,16	0,0	0,0	1,37	0,26
3	0,0	5,95	1,17	11,43	15,63	10,74	10,26	10,54	14,94	19,36	0,0

Если рассчитать по этим данным коэффициент фильтрации по формуле Крюгера — Цункера:

$$K = 0,524 \left(\frac{P}{1-P} \right)^2 d^2,$$

то получим следующие данные:

1-й способ — 0,000148, 2-й способ — 0,000038, 3-й способ — 0,000007 см/сек.

Здесь первая величина больше последней в 20 раз. При этом необходимо иметь в виду, что данная разница сильно сглажена тем, что при первом способе анализа было применено механическое растирание образца почвы резиновым пестиком, конечно, сильно разрушившее агрегатное состояние почвы. Таким образом, в природной обстановке исходная величина фильтрации, отвечающая первоначальному агрегатному состоянию почвы, и та величина, которая возникает при естественной дисперсации почвы после промывки солей и особенно при возможном внедрении в поглощающий комплекс иона натрия, могут отличаться более чем в 20 раз. Это обстоятельство нельзя упускать из виду при оценке эффективности работы дренажных сооружений. *

Величины динамики коэффициента фильтрации указанного порядка получены в опытах промывки монолитов в почвенно-мелиоративной лаборатории ВНИИГиМ и затем, позднее, в лаборатории Закавказского института водного хозяйства (ЗакИВХ) А. С. Вознесенским.

По многочисленным опытам откачек ЗакИВХ дает следующие средние величины фильтраций для верхней 2—4-метровой толщи почв (Н. А. Беседнов):

Сальяны	2—10 м/сут.
Южная Мугань	1—10 »
Северная Мугань	2—13 »

* По последним данным, при промывке почв на Мугани наблюдаются явления солонцеватости, что снижает фильтрационную способность почв. — *Ред.*

В отдельных случаях величина фильтрации достигла 16, 26, 34, 42 и 58 м/сут.

Имеющийся опыт Джафарханской станции по дренированию почв указывает высокую его начальную эффективность. Так, наблюдениями в два первые года установлено следующее: 1) открытый коллектор глубиной 3—4 м создает депрессионную кривую на протяжении 400—600 м; 2) на всех междудренях в 360 м достигается существенное понижение уровня грунтовых вод, вплоть до глубины закладки дренажа — 1,8—2,5 м (по наблюдениям на пятое число каждого месяца); 3) полное смыкание депрессионных кривых наблюдается уже спустя две недели после начала полива; 4) данная система дренажа позволяет осуществлять промывки полей.

После промывок и при дальнейшей эксплуатации полей, минерализация дренажных вод последовательно уменьшается; это видно из следующих цифр по Джафарханскому коллектору:

Годы	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936
Минерализация (в г/л) . .	34,2	32,9	27,8	27,4	28,0	27,3	26,6

На основании многих опытных полевых промывок А. А. Шошин рекомендует следующие промывные нормы при различной степени засоленности почв Мугани.

Плотный остаток (в %)	Промывные нормы (в м ³ /га)
0,3—0,6	2 000—2 500
0,6—1,0	4 000—5 000
1,0—2,0	6 000—7 500
2,0—3,0	8 000—10 000
Больше 3,0	10 000—12 500

Скорость понижения уровня грунтовых вод на междудренях 350—500 м составляет около 3,5 см в сутки. Модули дренажного стока определяются величинами: в неполивной период 0,07 л/сек на 1 га, в поливной период 0,22—0,32 и в период аратов 0,28—0,42.

Водный баланс дренированной территории складывается примерно так:

приходные статьи: 1) осадки — 2230 м³ — 24%; 2) поливы — 5946 м³ — 65%; 3) грунтовый приток — 1041 м³ — 11%;

расходные статьи: 1) откачка — 4426 м³ — 48%; 2) испарение и транспирация — 4791 м³ — 52%.

Сельскохозяйственный эффект дренирования и промывок оказывается очень высоким. *

* Следует учесть, что в отличие от других районов Кура-Араксинской низменности грунты на джафарханском дренажном участке обладают высокой фильтрационной способностью. Коэффициент фильтрации здесь достигает 10—15 м/сутки, в то время как в других районах он не превышает 0,5—3 м/сутки. — *Ред.*

Наблюдениями на Мугани установлена следующая зависимость урожайности египетского хлопчатника от степени засоления почвы.

Плотный остаток (в %)	Урожай хлопка	
	в ц/га	в %
0—0,2	18,5	100
0,2—0,5	15,0	81
0,5—0,8	8,5	46
Больше 0,8	3,5	19

При наличии дренажа сильно засоленные хорошо водопроницаемые почвы удастся в одну зиму перевести промывками в разряд малозасоленных и поднять урожай хлопчатника с 3,5—4 ц с 1 га до 18—20 ц, а при повышенной агротехнике до 30—40 ц.

Таким образом, даже крупные затраты на хороший дренаж окупаются исключительно быстро.

На основании этих данных можно предполагать, что хозяйственное дренирование может быть даже более редким, чем опытное (360 м).

Учитывая, однако, приведенные выше данные и соображения, следует признать, что для окончательного суждения об эффективности дренажа нужно получить данные еще за ряд лет наблюдений, которые выявят конкретную динамику коэффициента фильтрации, осуществляющуюся в естественной обстановке при выщелачивании местных почв.

Солонцовые явления при промывках. Условия развития солонцеватости в почвах Мугани слабо изучены, но некоторые указания на эти явления все же имеются.

Выше было указано на широкое развитие солонцеватости в Закавказье.

Исследование тонкодисперсной фазы чальных почв Мугани (Д. В. Иванов) дает автору основание считать наличие натрия в их поглощающем комплексе. Исследование изменения щелочности почв в зависимости от степени вымывания солей (Тюремов) показывает резкое повышение ее при выщелачивании. Это иллюстрируется следующими данными 1925 г. по тому же Джафарханскому участку.

Выщелочено солей к 1925 г. (в % от суммы их в 1917 г.)	НСО ⁺ , (в %)
90	0,090
90—75	0,069
75—50	0,047
50—25	0,043

Здесь щелочность повысилась более чем вдвое, что свидетельствует о развитии солонцового процесса.

Яркое проявление того же процесса наблюдалось в лаборатории ВНИИГиМ при исследовании фильтрации на монолитах. Эти данные были приведены выше (рис. 7 на стр. 33).

Аналогичные данные на муганских монолитах, полученные в 1940 г. в лаборатории ЗакиВХ (А. С. Вознесенский), также указывают на развитие солонцового процесса при промывке в зависимости от величины промывной нормы. Это видно из следующих данных.

Промывная норма (в м ³ на 1 га)	1000	2000	4000
НСО ₃ (в %)	0,033	0,047	0,096
Коэффициент фильтрации (в см/сек)	4,9—10 ⁻⁵	8,2—10 ⁻⁶	от 1,8—10 ⁻⁶ до 3,0—10 ⁻⁷

Отмечается уменьшение коэффициента фильтрации при увеличении промывной нормы до 2000 м³/га в 20 раз, а при норме 4000 м³/га в 60 раз.

При полевых промывках на Джафарханском опытном дренаже констатируется повышение щелочности почв и заметное ухудшение физических свойств, затрудняющее их обработку.

А. С. Вознесенский отмечает, что в Кура-Араксинской низменности широко распространена солонцеватость, достигающая 30% емкости (5—7 м.-экв. поглощенного натрия). В одном опыте при промывке в Южной Мугани солончака с содержанием 2—4% солей в 1-метровом слое и при промывной норме в 6400 м³ на 1 га, солонцеватость достигла 35% емкости (15 м.-экв. поглощенного натрия). Вместе с тем в некоторых случаях на промытых полях наблюдалось резкое замедление всходов в первый период развития хлопчатника; однако при дальнейших поливах он развивался даже буйно. Это явление, повидимому, также связано с солонцеватостью, которая, очевидно, затем ликвидируется за счет карбонатности почвы. Это может привести и к восстановлению хорошей фильтрационной способности почвы при дальнейших поливах и промывках.

Из всего изложенного следует, что данные по солонцеватости скудны и отрывочны.

Тем не менее, учитывая значительную глинистость и повышенную емкость поглощения почв Закавказья, можно полагать, что солонцовый процесс здесь будет более резко выражен, чем в Средней Азии.

Водные свойства почв. Почвы Кура-Араксинской низменности характеризуются высокой предельной влагоемкостью, достигающей часто 80% порозности.

Содержание труднодоступной воды для растений в этих почвах приводится в таблице 199 (см. стр. 432).

**Содержание труднодоступной для растений воды в почвах
Кура-Араксинской низменности**

Почвы	Процент частиц диаметром < 0,01 мм	Трудно- доступная вода (в %)
Глинистая	Более 80	21,4
Тяжелосуглинистая	66—80	18,8
Среднесуглинистая	50—66	16,0
Легкосуглинистая	40—50	12,8
Суглино-супесь	30—40	10,9
Супесь	20—30	9,0
Песок	Меньше 20	5,5

Эти величины близко совпадают с величинами максимальной молекулярной влагоемкости.

Пролувий-аллювий Главного Кавказского хребта. Подзона пролувия-аллювия развита главным образом в северной части Ширванской степи и занимает низовья рр. Алджиган-Чай, Турьян-Чай, Геок-Чай, Гәрдыман-Чай и Ак-Су.

Характерные черты этого района следующие: грунты представлены свитой тонких отложений, так как все грубые наносы остаются реками на третичном нагорье, до выхода в Ширвань. Только в самой северной части верхние горизонты подстилаются песками и галечниками; несколько более легкие наносы наблюдаются лишь на востоке.

Все реки текут в собственных наносах, приподнятых в гривы, поэтому в поперечном профиле здесь наблюдается характерный волнистый рельеф.

Межгривные понижения обычно заболочены и засолены, однако наибольшего развития заболачивание и засоление достигает в низовьях перечисленных выше рек, до р. Кара-Су.

Основные грунтовые воды лежат на глубине 20—40 м, верховодка встречается на глубине 2—3 м. Минерализация вод достигает 50 г/л.

Доминирующей почвенной разностью на гривах являются аллювиальные сероземы с ясно выраженной солонцеватостью (уплотненные горизонты), появление солей обычно отмечается на глубине 50—60 см.

На освоенных территориях поверхностное засоление наблюдается редко, что говорит о возможности регулирования солевого режима при помощи водопользования и агротехнических мероприятий.

Все пониженные места требуют серьезных гидротехнических мелиораций.

Пролувияльно-делювиальная область развита в незначительной части на юге Муганской степи (склоны Талыша, Азизбековская оросительная система) и занимает зна-

чительную часть Мильской степи и бассейн Тертера (склоны Карабаха).

По своему положению эта подзона обладает хорошими уклонами, обеспечивающими достаточный поверхностный сток. Однако в средних частях склона и особенно на шлейфах имеются области широко развитых плоских, слабосточных понижений, в которых условия почвообразования существенно изменяются. Эти формы рельефа типично развиты на северо-западе Мильской степи, по Гяур-Арху.

Свита пролювиальных отложений представлена преимущественно лессовидными суглинками мощностью до 22 м, иногда с ясной слоистостью. Эта свита подстилается обычно аллювиальными песками с мелкой галькой. Севернее р. Каркар-Чай подстилание галькой является уже сплошным. Механический состав характеризуется следующими цифрами (табл. 200, В. А. Приклонский).

Т а б л и ц а 200

Механический состав почвы пролювиальных отложений (в процентах)

№ скважины	Глубина (в м)	Размер фракций (в мм)			
		1—0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	< 0,01
48	2,0	—	6,9	36,2	62,9
	8,0	21,51	14,44	34,47	29,58
	11,0	61,37	17,03	8,17	13,01

Грунтовые воды в Мильской степи залегают на глубине 10—20 м. Уклон зеркала их значителен, но несколько меньше уклона поверхности земли. Минерализация измеряется 2—5 г/л.

Почвенный покров в целом однообразный и относится разными авторами к сероземному или светлокаштановому типу. На склонах Талыша отмечается обычно солонцеватость. В Мильской степи солонцовые разности развиты в упомянутой выше северо-западной части с нарушенным рельефом. Местами здесь наблюдаются комплексы с типичными структурными солонцами. Аналитические данные для этих почв приведены выше при описании каштановых почв.

В низовьях Тертера господствуют темные разности почв типа луговых, также слабо засоленных.

Как и в Средней Азии, мелиоративная оценка пролювиальной зоны Закавказья является в общем высокой. Однако наличие здесь солонцовых почв отличает ее от среднеазиатской в неблагоприятную сторону. Кроме того, здесь более широко развиты шлейфы пролювия. Они встречаются в Мильской степи, но особенно типично выражены в Мугани, на Азизбековской системе. Как было указано, шлейфы всегда обладают худшими физико-химическими и гидрогеологическими условиями, что создает угрозу развития здесь засоления при орошении.

Схема засоления почв Кура-Араксинской низменности. Имеющиеся исследования позволяют наметить количественные и качественные закономерности развития засоления в Кура-Араксинской низменности.

Районы незасоленные (менее 0,15—0,2% солей в почве), где значительных количеств легкорастворимых солей в почве и верхних частях грунта не обнаружено, солончаки отсутствуют совершенно. К этому району относится южная часть Мильской степи, часть Подталышинской равнины (юг Муганской степи) и восточная часть Степного нагорья (севернее Ширвани).

Районы очень слабозасоленные, с отсутствием обычно легкорастворимых солей в верхних горизонтах почвы, соли появляются здесь лишь в особых условиях рельефа. К этому району относятся южная возвышенная часть Мугани, Тертерский бассейн и западная часть Степного нагорья.

Районы слабого засоления, с частым присутствием легкорастворимых солей, обычно не поднимающихся в корнеобитаемые почвенные горизонты.

Эта степень засоления развита в северной части Ширвани (до Кара-Су) и по обоим берегам Куры — от Евлаха и несколько восточнее Зардоба.

Районы сильного засоления с почти постоянным присутствием легкорастворимых солей во всей толще почвы и частым засолением верхних горизонтов в зависимости от топографических условий. Эта степень засоления охватывает громадные территории южной и юго-восточной Ширвани, низменную часть Мильской степи и всю Муганскую и Сальянскую степи.

Район широкого распространения сплошных солончаков, лежащий на Каспийском побережье.

Засоление почв в описываемой зоне возрастает по направлению от гор к р. Кура и по этой последней вниз по течению к Каспию.

Общее направление движения солей отвечает движению поверхностных и грунтовых вод, и чем ниже по течению, тем аккумуляция солей становится больше, достигая максимума на берегу моря.

Одновременно с изменением количества солей изменяется и их состав: при малых степенях засоления в составе солей преобладают сульфаты, и количество хлористых соединений не превышает 10% всей суммы растворимых солей.

По мере нарастания засоления его сульфатный тип переходит в хлоридно-сульфатный, Cl' в плотном остатке составляет до 25%, но менее, чем SO_4'' , затем сульфатно-хлоридный (Cl' больше, чем SO_4''), и, наконец, в чисто хлоридный, когда количество Cl' в плотном остатке превышает 40% и SO_4'' играет уже совершенно подчиненную роль.

Причиной этой качественной дифференциации солей является различная растворимость хлоридов и сульфатов, связанных магнием и кальцием.

Соответственно увеличению содержания в почвах хлористых солей, по направлению с запада на восток ухудшается сельскохозяйственное и мелиоративное качество почв.

Ереванская котловина и Нахичеванская АССР

Район представляет левобережную долину р. Аракса с притоками. Касах-Чай, Занга, Гарни-Чай, Веди-Чай и Джагры-Чай в Нахичеванской АССР. Западная часть этой долины в Армении носит название Сардарабадской степи, восточная — Араздаянской. Общие характерные черты района следующие (Галстян, Ротинян, Захаров и др.).

В южной части долина сложена аллювием, в северной пролювиальными выносами гор (рис. 122).

Аллювий Аракса чрезвычайно пестр по механическому составу в горизонтальном и вертикальном направлениях и включает в себя как тончайшие глины, так и прослойки галечников и песков. Выносы горных протоков легкосупесчаного или легкосуглинистого характера сохранились, повидимому, только в своих верхних частях. Исключением является р. Занга, отлагающая мелкие наносы.

В Сардарабаде аллювий подстилается в разных местах от поверхности до глубины 10—13 м базальтами и туфами, в Араздае же коренные породы не обнаружены даже на больших глубинах.

Грунтовые воды наиболее высоки в низовьях рр. Занги, Кара-Су и в Араздае. Они непосредственно влияют на почвообразование. В Сардарабаде грунтовые воды залегают обычно глубже 3—5 м, но при орошении часто поднимаются.

Минерализация грунтовых вод незначительна (1—5 г/л) и только по Кара-Су и в Араздае содержание солей достигает 50 г и более на литр.

На основе гидроизогипс можно заключить, что обеспеченный водоотток имеет место на пролювиальных крутых склонах, в низменности же он сильно ослаблен и недостаточен для регулирования влияния поверхностных вод.

В почвенном покрове на аллювии господствуют гидроморфные разности.

На пролювии почвы принадлежат к сероземному или бурому типу, но они сильно изменены орошением.

Иногда почвы солонцеваты и из них выщелочены даже карбонаты.

Гидроморфные разности господствуют всюду и залегают сплошными массивами в Араздае и низовьях Кара-Су — Занга. В состав их входит большой комплекс болотно-луговых почв, влажно-луговых и солончаков, часто содовых.

Для примера приведем анализы почв двух разрезов из района Кара-Су и Араздаяна (табл. 201).

**Содержание воднорастворимых солей (в процентах) в образцах почв
из района Кара-Су и Араздаяна (С. А. Захаров)**

Номер и местоположение разрезов	Глубина (в см)	Сухой остаток	НСО',	Na ₂ CO ₃	Cl'	SO ₄ ''
№ 34/2. В 1 км западнее сел. Сарванляр, район Кара-Су	0—5	—	1,439	1,019	0,993	0,526
	5—10	—	0,321	0,176	0,346	0,020
	10—20	—	0,186	0,119	0,143	Следы
№ 33. В 2 км на юг от ст. Арагат, на пологом склоне (Араздаян)	0—2	1,75	0,177	0,064	0,719	0,748
	2—17	1,12	0,192	0,045	0,221	0,299
	20—40	0,71	0,120	0,019	0,149	0,202
	40—70	0,42	0,0085	Нет	0,067	0,115

Несмотря на неполноту анализа, можно допустить, что мы имеем дело с резко выраженными натриевыми солончаками. Этот тип засоления, повидимому, чрезвычайно широко развит в Армении.

Одной из причин является, повидимому, то, что материал для почвообразования получается в значительной части из малокарбонатных изверженных пород, богатых щелочными металлами. В Армении зарегистрированы случаи поливных почв, совершенно бескарбонатных на глубину 1—1,5 м.

При естественном выщелачивании натриевых солончаков описанного выше типа следует ожидать формирования солонцов. И действительно, в почвенном покрове Армении широко развиты хорошо выраженные структурные солонцы.

При искусственном мелиорировании таких солончаков (при промывках) для избежания солонцового процесса следует применять химизацию, т. е. внесение гипса, серы и т. д.

Местное население иногда осваивает такого рода солончаки небольшими площадями, применяя для этого многолетние промывки (эти почвы носят название «бозе»). Повидимому, мелиорация осуществляется здесь за счет углекислого кальция почвы и араксинской воды. Этим и следует объяснить, почему промывка требует ряда лет, несмотря на то, что общее количество солей здесь невелико.

Точного учета всех засоленных земель в Армении нет, по ориентировочным же данным из общего земельного фонда, исчисляемого 360 тыс. га (включая Большой Сардарабат), нуждаются в мелиорации (устранение засоленности и заболоченности) около 11% земель.

В отношении динамики засоления мы располагаем следующими отрывочными сведениями: в 1896 г. орошаемая площадь Араздаяна равнялась 6 тыс. га, в настоящее же время площадь составляет 2,5 тыс. га, остальная площадь выпала из-за засоления. В районе Малый Эвджиляр, по регистрации 1927 г., отмечено сокращение орошаемой площади вследствие засоления с 500 до 64 га.

В ряде других случаев выпадение площадей регистрируется качественно, но не может быть выражено цифрами.

Учитывая все изложенное и особенно гидрогеологическую обстановку аллювиальной части Ереванской котловины, следует признать необходимость проведения здесь мелиоративных мероприятий, направленных на регулирование уровня грунтовых вод. Совершенно актуально стоит также задача борьбы с солонцовыми процессами.

Зона пролювиальных отложений, повидимому, совершенно безопасна в солевом отношении, а мелиоративные трудности возникают лишь в силу рыхлости, а иногда каменистости этих отложений (так называемые кыры).

Что касается Нахичеванской АССР, то засоление здесь развито, повидимому, слабо и приурочено к местам выходов соленосных третичных глин.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
Введение	7

Ч А С Т Ъ П Е Р В А Я

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ. ФИЗИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЫ

Г л а в а I. Почвообразование	9
Выветривание	9
Гумус почвы	21
Г л а в а II. Физические свойства почвы	25
Морфология почв	25
Удельный вес почв	29
Объемный вес почв	29
Порозность, или скважность, почв	30
Гранулометрический (механический и агрегатный) состав почв	36
Тепловые свойства почв	53
Пластичность, клейкость и связность почв, пределы текучести	54
Водные свойства почв	55
Г л а в а III. Химические свойства почвы	87
Засоленные почвы, или солончаки	87
Происхождение солей и процессы образования засоленных почв	97
Засоление почв при орошении и осушении	106
Влияние засоления на физические свойства почв	116
Предупреждение засоления почвы	120
Промывка засоленных почв	122
Поглотительная способность почв и ее виды	146
Солонцы	165
Происхождение солонцов	178
Мелиорация солонцовых почв	180
Солонцовые явления при промывке натриевых солончаков	195
Солонцовые явления в почвах при орошении солеными водами	219
Искусственное солонцевание каналов и водохранилищ	220
Г л а в а IV. Микробиологические процессы в почве и их регулирование	232
Разложение органических веществ в почве и образование углекислоты	233
Круговорот азота	238
Частичная стерилизация почв	253

Ч А С Т Ь В Т О Р А Я

МЕЛИОРАТИВНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЧВЕННЫХ ЗОН И ОТДЕЛЬНЫХ МЕЛИОРАТИВНЫХ ОБЪЕКТОВ

Г л а в а V. Типы почвообразования и классификация почв	259
Г л а в а VI. Зоны подзолистого и болотного типов почвообразования	264
Северная подзолисто-болотная зона	264
Подзолообразовательный процесс; подзол и его характеристика . .	267
Дерновый процесс и дерново-подзолистые почвы	271
Почвы болотного типа почвообразования	273
Строение и почвенный покров речных долин	288
Мелиорация подзолистых и заболоченных минеральных почв . . .	291
Барабинская низменность (Бараба)	302
Колхидская низменность	308
Почвенные исследования, необходимые для проектирования и эксплуата- ции осушительных систем	312
Г л а в а VII. Зоны степного, солонцового и солончакового типов почвообразования	314
Черноземная зона	315
Каштаново-солонцовая зона	322
Сероземно-солончаковая зона	347
Закавказье	411
Бассейн рр. Куры и Аракса	411
Ереванская котловина и Нахичеванская АССР	435

Розов Лев Парменович.
«Мелиоративное почвоведение».

Редактор *Е. Г. Корейшо.*

Художник *Н. И. Крылов.*

Художественный редактор *Н. М. Хохрина.*

Технический редактор *А. Ф. Федотова.*

Корректор *Е. Я. Янковская.*

Сдано в набор 18/IV 1956 г. Подписано к печати 5/IX 1956 г. Т-07534. Бумага 60×92¹/₁₆. Печ. л. 27,5 ± 5 вкл. Уч.-изд. л. 28,53. Тираж 7000 экз. Заказ № 1048. Цена 8 р. 65 к.

Сельхозгиз, Москва, Б-66, 1-й Басманный пер., д. 3.

Министерство культуры СССР. Главное управление полиграфической промышленности. 2-я типография «Печатный Двор» имени А. М. Горького. Ленинград, Гатчинская, 26.