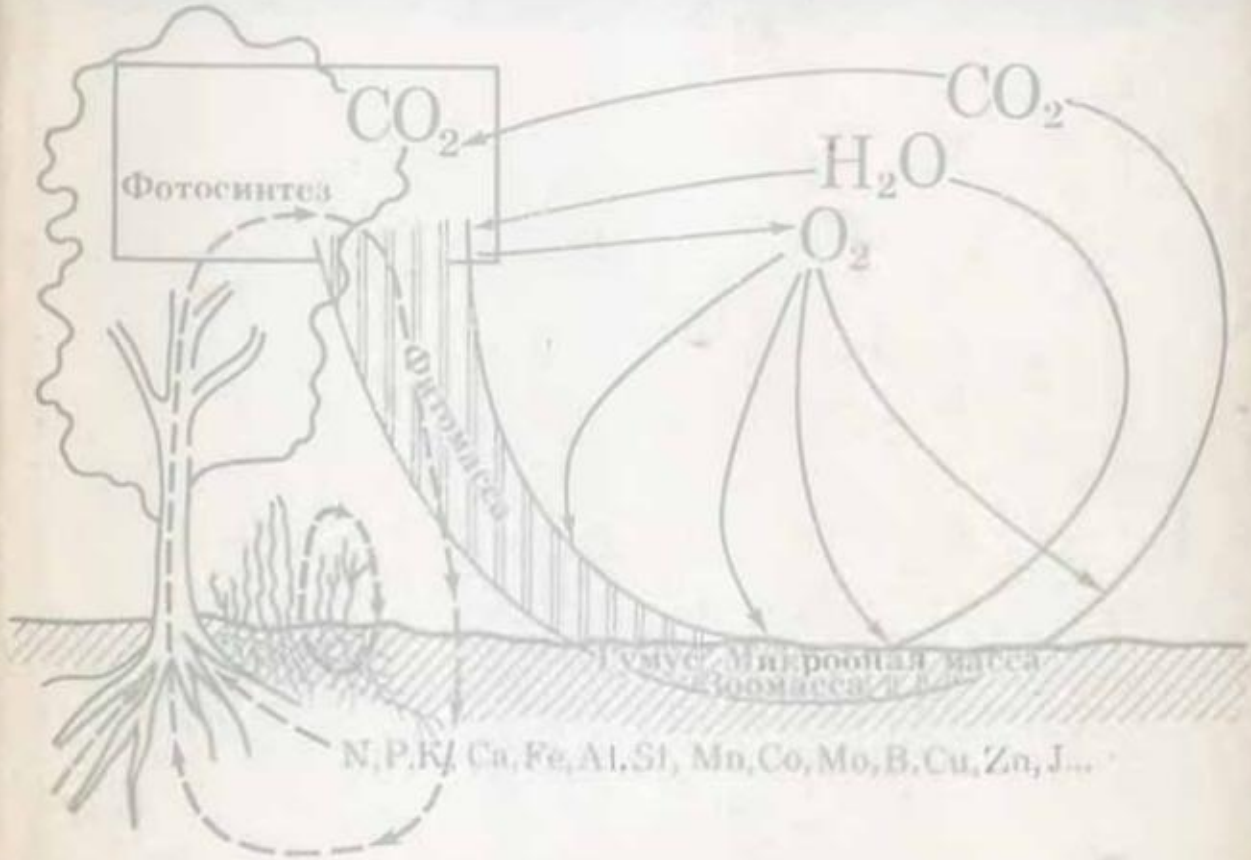
В. А. КОВДА

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЧВАХ



Книга вторая

В. А. КОВДА

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЧВАХ

2

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ
ПОЧВОВЕДЕНИЯ И МЕЛИОРАЦИИ ПОЧВ

V. A. KOVDA

THE PRINCIPLES OF PEDOLOGY

GENERAL THEORY OF SOIL FORMATION

SECOND BOOK



PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
MOSCOW 1973

В. А. КОВДА

ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЧВАХ

ОБЩАЯ ТЕОРИЯ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА

КНИГА ВТОРАЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1973

УДК 631.48

Ковда В. А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса. Книга вторая.

В работе рассматриваются теоретические основы современного учения о почвообразовании, главнейших факторах и формах почвообразовательного процесса. Почва рассматривается как компонент биосферы и экологической системы и вместе с тем как объект труда в земледелии и мелиорации.

Работа выходит в двух книгах.

Во второй книге рассматриваются водный режим почвогрунтов, геохимия выветривания и почвообразования, основные формы почвообразовательного процесса. В конце книги приводятся систематика и классификация почв мира.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор геолого-минералогических наук

Г. В. ДОБРОВОЛЬСКИЙ

Editor-in-Chief

G. V. DOBROVOLSKY

К $\frac{0434-0340}{042(02)-73}$ 998—72

© ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА», 1973 г.

ЧАСТЬ ПЯТАЯ

ВОДНЫЙ РЕЖИМ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Формы воды в почвах

Водоудерживающая способность почв

Элементы водного режима почв

Динамика и баланс грунтовых вод

Типы водного режима и баланс почвообразования

Водные свойства и водный режим почв составляют важнейший раздел учения о формировании почв и их рациональном использовании. Сезонная динамика почвенных процессов в значительной степени протекает под воздействием природных вод. Продуктивность почв теснейшим образом связана с их водным режимом. Осушительные и оросительные мелиорации, предупреждение засухи, борьба с эрозией и засолением почв опираются на знание и использование законов почвенной гидрологии. В свою очередь, почвенный покров и произрастающая на нем растительность играют весьма большую роль в мировом круговороте воды.

Учение о водных свойствах и водном режиме почв составляет ныне содержание особой отрасли почвоведения — почвенной гидрологии. Несколько поколений отечественных ученых (А. А. Измаильский, В. Г. Ротмистров, Г. Н. Высоцкий, А. Ф. Лебедев, А. Г. Дояренко, Н. А. Качинский, А. А. Роде, С. И. Долгов) и зарубежных исследователей (Б. Кин, Г. Цункер, Р. Скофильд, В. Гарднер, Л. Ричардс и др.) создали эту отрасль почвоведения. В трудах названных авторов, особенно в многотомных публикациях А. А. Роде, излагается предмет гидрологии почв с исчерпывающей полнотой. В настоящем разделе основные положения почвенной гидрологии рассматриваются в связи с вопросами теории почвообразовательных процессов.

ФОРМЫ ВОДЫ В ПОЧВАХ

Вода в почвах находится в трех состояних: твердом, жидком, газообразном. По физическому состоянию, подвижности, доступности и значению для растений и других организмов почвенную воду можно подразделить на различные формы: парообразную, химически связанную, физически связанную, капиллярную, свободную: гравитационную, в форме льда (кристаллическая вода) и др.

ПАРООБРАЗНАЯ ВОДА

Водяные пары содержатся всегда в почвенном воздухе, образуя с ним паровоздушную смесь. В большинстве случаев почвенный воздух насыщен парами воды до 100%, при этом содержание парообразной воды в почве составляет около 0,001%. Лишь когда почва увлажнена меньше уровня так называемой максимальной гигроскопичности (МГ), влажность почвенного воздуха меньше 100%. При возрастании температуры упругость паров в почвенном воздухе возрастает, снижение температуры приводит к насыщению воздуха парами воды и к конденсации последних. Парообразная вода непрерывно образуется в почве, уходит из одних горизонтов в другие и превращается в иные формы влаги путем конденсации или сорбции. Отрицательные температуры вызывают особенно сильную и быструю конденсацию парообразной воды и ее намерзание в виде льда. Парообразная вода передвигается в почве пассивно с почвенным воздухом под влиянием изменений атмосферного давления, температуры, влажности или активно — путем диффузии благодаря наличию градиента упругости. При движении воды в форме пара, естественно, не перемещаются питательные вещества и соли. Однако процесс образования парообразной влаги всегда сопровождается накоплением в том горизонте, где происходит испарение, веществ, бывших в растворе.

ХИМИЧЕСКИ СВЯЗАННАЯ И КРИСТАЛЛИЗАЦИОННАЯ ВОДА

Многие минералы почв содержат воду: гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) — около 21 вес.%, мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$) — около 69 вес.%, хлорид магния ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) — около 50 вес.%.

Роль химически связанной воды особенно велика в засоленных почвах. В них содержание солей, кристаллизующихся с большим количеством химически связанной воды, может составлять 2—5 и даже 20—30 вес.%. В таких случаях почва удерживает значительные количества кристаллизационной воды. Из некоторых соединений химически связанная вода легко выделяется при температурах 20—25° (мирабилит); в случае гипса она начинает выделяться при температуре 60—65° С.

Вторичные глинные минералы также содержат воду, входящую в состав их кристаллической решетки (в форме OH^-). Эта вода может быть полностью отдана лишь при воздействии температур порядка 165—175°, а для некоторых фракций воды — 300—500° и выше. Сходной формой является вода, химически связанная в гидроокислах железа, алюминия, марганца или кремния.

Кристаллизационная вода по физическому состоянию является разновидностью твердой воды. Она неподвижна, растворяющим эффектом в отношении питательных веществ и солей не обладает и совершенно недоступна растениям.

Недоучет существования больших количеств химически связанной и кристаллизационной воды, например в солончаках и тяжелоглинистых почвах, может служить источником серьезных ошибок при оценке запаса полезной влаги в почвах перед поливами. Так, при большой засоленности и загипсованности почв влажность даже порядка 25% (определяемая путем высушивания при 105° С) представлена главным образом кристаллизационной водой, физиологически недоступной для растений. В сильно гипсоносных почвах влажность следует определять методом сушки образцов при температуре 60—65° С.

ФИЗИЧЕСКИ СВЯЗАННАЯ ВОДА

Вода является своеобразной жидкостью с особыми, присущими только ей свойствами. Она состоит из рыхло ассоциированных молекул с ясно выраженными дипольными свойствами. Так как вода имеет весьма высокую диэлектрическую постоянную (76—80) и нейтральную реакцию, то высокодисперсные минеральные и органические частицы почв по отношению к воде заряжены преимущественно отрицательно. Молекулы воды легко и прочно поглощаются, сорбируются огромной поверхностью почвенных пор и дисперсных частиц, образуя пленки ориентированных диполей воды. Степень ориентированности и прочность фиксации сорбированных молекул воды наибольшие вблизи поверхности почвенных частиц и постепенно убывают по мере удаления от частиц, во внешних слоях полимолекулярных пленок.

По степени подвижности (прочности связи) различаются две формы сорбированной воды: прочносвязанная — гигроскопическая и рыхлосвязанная — пленочная.

Физически прочносвязанная (гигроскопическая) вода. Всякая почва в воздушно-сухом состоянии содержит некоторое (обычно небольшое) количество гигроскопической воды, адсорбированной из водяных паров почвенного воздуха поверхностью твердых частиц. Гигроскопическая вода находится в почвах в состоянии, близком к твердому телу, и удерживается у поверхности почвенных частиц очень высоким давлением — 10 000 — 20 000 *атм.*

Плотность прочносвязанной воды в почве значительно выше, чем плотность свободной воды, и достигает величин порядка 1,5—1,8. Нахо-

дясь в прочносвязанном состоянии, гигроскопическая вода может передвигаться, лишь переходя в форму пара, что зависит от изменений температуры и влажности почвенного воздуха. Гигроскопическая вода может быть отдана почвой полностью только при температуре 105—110° С. Вследствие своей неподвижности она не растворяет и не перемещает питательных веществ и солей в почвах и физиологически полностью недоступна для растений. Диполи сорбированной воды ориентированы вокруг почвенных частиц и как бы фиксированы силами притяжения. Гигроскопическая вода окутывает частицы почв очень тонкой пленкой, состоящей из нескольких молекулярных слоев, уменьшая свободный поровый объем.

Содержание гигроскопической воды зависит от механического состава почв и грунтов, значительно возрастая в гумусных, торфянистых, глинистых почвах и уменьшаясь в супесчаных и песчаных. На содержание гигроскопической воды в почве влияют также температура и влажность воздуха. Если навеску почвы в течение длительного времени оставить в атмосфере, близкой к полному насыщению парами воды, то будет происходить медленное увеличение содержания гигроскопической влаги. Однако с определенного момента увеличение содержания гигроскопической влаги прекратится. Влажность почвы достигнет уровня максимальной гигроскопичности.

Физически рыхлосвязанная (пленочная) вода. Свободная поверхностная энергия высокодисперсных почвенных частиц способна довольно прочно удерживать, кроме сорбированных паров, некоторое количество влаги, являющейся своеобразной многомолекулярной пленкой вокруг частиц, в углах их стыка, внутри мельчайших пор. Сила, с которой удерживается такая рыхлосвязанная (пленочная) вода у поверхности почвенных частиц, измеряется значительно меньшим давлением — 1 — 10 *атм* (Долгов, 1946, 1948).

По физическому состоянию пленочная вода находится как бы в вязко-жидкой форме. Предполагается, что рыхлосвязанная (пленочная) вода представлена сотнями рядов диполей, последовательно облекающих один другой. Степень ориентированности и фиксированности диполей воды в пленке значительно меньшая, чем в случае с гигроскопической водой.

По-видимому, в этой сложной и разнородной категории почвенной влаги имеются постепенные переходы к собственно капиллярной воде в углах стыков частиц и тонких порах. Пленочная вода способна передвигаться в различных направлениях от участков большей влажности (большей толщины пленки) к меньшей, т. е. от большего числа молекулярных слоев воды к их меньшему числу. Однако скорость этого движения чрезвычайно незначительна. Пленочная вода ограниченно доступна для растений. Осмотическое давление внутриклеточного сока растений позволяет корневым волоскам всасывать эту воду. Но из-за крайне малой подвижности пленочной воды растение расходует запас влаги быстрее, чем он восстанавливается, вследствие чего в жаркую сухую погоду растение начинает вянуть.

Лабораторные опыты и наблюдения в полевых условиях свидетельствуют о том, что пленочная вода способна растворять и передвигать соли. В частности, передвигаясь к месту испарения, пленочная вода может переносить соли в почве в горизонтальном или вертикальном направлении на 4—6 *м*. Замерзание пленочной воды затруднено. Есть данные, что она замерзает лишь при температуре ниже минус 70, 80°.

Наибольшее содержание рыхлосвязанной воды (пленочной) в грунтах и почвах называется, по А. Ф. Лебедеву (1927), максимальной молекулярной влагоемкостью (ММВ). При содержании воды в почве, близком к уровню ММВ, влага нередко конденсируется и появляется капиллярная вода. Поэтому граница между этими двумя формами воды в почве условна.

Величина влажности почвы при содержании в ней пленочной (рыхлосвязанной) влаги всегда выше максимальной гигроскопичности, но не выше максимальной молекулярной влагоемкости.

Прочно- и рыхлосвязанная вода занимает иногда значительный объем и уменьшает сечение внутренних пор и капилляров (иногда на 20—40%). В почвах и грунтах тяжелого механического состава физически связанная вода может целиком заполнить тонкие поры, что приводит к водонепроницаемости.

КАПИЛЛЯРНАЯ ВОДА

Молекулы воды, находящиеся вблизи и на самой поверхности жидкости, испытывают притяжение со стороны массы молекул, лежащих ниже поверхности раздела вода — воздух. Это влечет за собой образование пленки поверхностного натяжения и развитие внутреннего молекулярного давления, достигающего 11 000 *атм*. Величина поверхностного натяжения выражается обычно в единицах *дин/см*, что соответствует поверхностной энергии пленки в *эрг/см*^{2}.

Для различных жидкостей величина поверхностного натяжения колеблется от 16 до 75 *эрг/см*^{2}. Понижение температуры заметно повышает поверхностное натяжение и наоборот. При колебании температуры в пределах 0—40° С вязкость воды изменяется в 2—3 раза, а поверхностное натяжение — на 10% (табл. 1). Это весьма резко сказывается на водном режиме почв и на пространственной миграции растворов солей и питательных веществ.

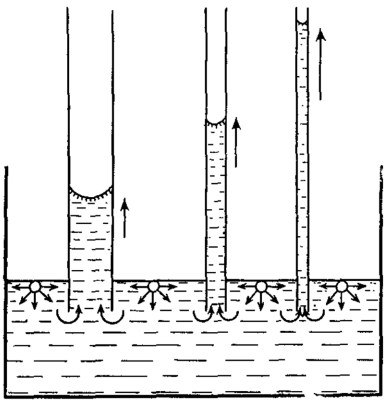
Таблица 1

Температура и свойства воды

t, °С	Плотность, *г/см*^{3}	Вязкость, *пуазы*	Поверхностное натяжение, *дин/см*
0	0,9999	1,78	75,6
10	0,9997	1,30	74,2
40	0,9922	0,65	69,6

При соприкосновении воды со стенками пор капилляров вследствие смачивания и действия электростатических сил в них образуются мениски тем большей кривизны, чем меньше диаметр капилляров. Поверхностное давление под вогнутыми менисками будет меньше, чем давление под плоской пленкой поверхностного натяжения. Это уменьшение давления называется «отрицательным капиллярным давлением», и оно тем выше, чем больше кривизна менисков (т. е. чем у́же пора или капилляр) и чем суше почва.

Развитие отрицательного капиллярного давления и, следовательно, эквивалентной по размерам сосущей силы вызывает подъем влаги в капиллярах и порах на высоту, отвечающую капиллярному давлению (или



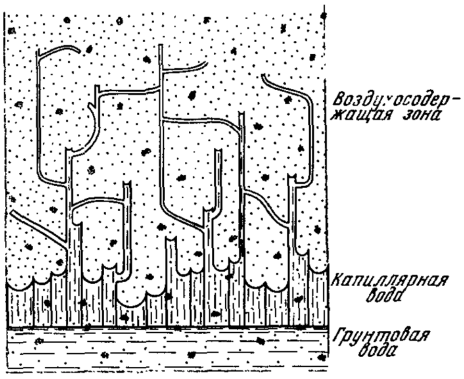


Рис. 1. Схема развития отрицательного давления под вогнутыми менисками в капиллярах

Рис. 2. Схема капиллярной каймы и ветвистых капилляров в почве (по Ф. Цункеру, 1937)

сосущей силе). Происходит выталкивание воды в капилляр, а мениск как бы поднимает воду в капилляре. Это явление капиллярности иллюстрируется рис. 1.

Высота (дальность) капиллярного передвижения раствора определяется поверхностным натяжением (возрастает при увеличении натяжения) и радиусом капилляров (возрастает с его уменьшением). Считают, что для воды при температуре 20° и полном постоянном смачивании потенциальная высота капиллярного поднятия удовлетворительно выражается формулой Жюрена: $h=0{,}15/R$, где R — радиус пор [1]. Для капилляров с радиусом $R=10^{-6}$ *см* всасывающая сила достигает 150 *кг/см*^{2}, а потенциальная высота поднятия воды — 1,5 *км* (Лыков, 1950). В реальных условиях природных грунтов и почв капилляры и поры такого диаметра широко встречаются. Но их непрерывность в абсолютном большинстве случаев многократно нарушена крупными порами, камерами, четковидным и ветвистым строением, капиллярами большого диаметра, поэтому реальное движение капиллярной воды в почвах несравненно сложнее.

В изолированных ветвистых капиллярах возникает много вогнутых менисков, поднимающих и удерживающих влагу в почве. В сообщающихся капиллярах более тонкий из них транспортирует влагу на большую высоту и отсасывает влагу из более крупных капилляров, используя их как питающие резервуары (рис. 2).

При постепенном стекании влаги в переувлажненной почве ее четочные, ветвистые, сообщающиеся и изолированные капилляры удерживают обычно больше воды, чем при увлажнении этой же системы снизу. Это так называемое явление капиллярного гистерезиса, которое играет огромную роль в практике орошаемого земледелия и солевом режиме поливных почв.

---

[1] Радиусы пор для грунтов разной упаковки, по А. А. Роде (1965), составляют 0,29—0,73 от радиуса частиц грунта.

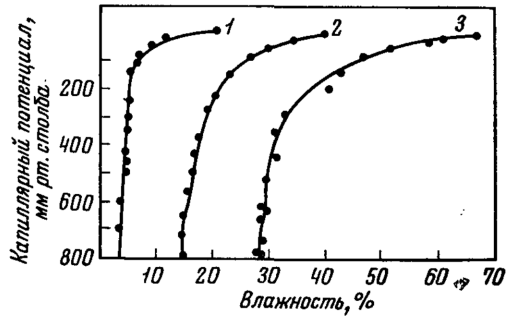


Рис. 3. Кривые связи капиллярного потенциала и влажности (Richards, 1928)

1 — песок;
2 — суглинок;
3 — глина

Капиллярная влага рядом ученых рассматривается как свободная — гравитационная вода. В известном смысле это верно, так как капиллярная вода в какой-то степени зависит от силы тяжести. Однако капиллярная влага возникает и существует в почве под влиянием чисто физических капиллярно-менисковых сил, удерживающих эту воду в сложной тонкопористой системе почв. Поэтому она не является абсолютно свободной.

Прочность связи капиллярной воды с почвой выражается работой, которую необходимо затратить для удаления этой воды из почвы. Букингем (1907) назвал эту работу «капиллярным потенциалом». Капиллярный потенциал будет тем выше, чем почва суше, так как с уменьшением влажности почвы увеличивается кривизна менисков воды, сохранившейся в самых тонких порах, и, следовательно, их сосущая (и водоподъемная) сила. Так, сухая почва всасывает влагу с силой до 10^{10} *дин* (Роде, 1966).

Капиллярный потенциал, т. е. величина натяжения — всасывания, вызываемого менисками при различном содержании в почве капиллярной воды, измеряется специальными приборами (капилляриметр, тензиометр) и выражается в атмосферах, сантиметрах водяного столба или динах и барах. При помощи подобных приборов можно определить в почве фактическую влажность (по шкале, связывающей влажность и капиллярный потенциал), возможную высоту капиллярного поднятия воды в данной почве, дифференциальную порозность (по шкале, связывающей сосущую силу и величину пор). На рис. 3 видно, что наивысшие показатели капиллярного потенциала, определяемые тензиометром, свойственны подсыхающим глинам и суглинкам.

Скофилд (Schofield, 1935) предложил выражать всасывающую силу (всасывающее давление) капиллярных менисков не числом сантиметров водяного столба, а десятичным логарифмом этого числа pF. Тогда, например, давление порядка 1 *атм*, около 1000 *см* водяного столба, будет соответствовать $pF=3$, а давление, развиваемое менисками в сухой почве, достигающее 10 000 *атм*, примерно 10 000 000 *см*, выразится индексом $pF=7{,}0$. Скофилд показал, что между величиной влажности, ее доступностью и подвижностью, с одной стороны, и всасывающим давлением — с другой, существуют тесная связь и зависимость (табл. 2), хотя и с плавными переходами. С этой точки зрения, решающим фактором подразделения почвенной влаги на категории и виды является энергетический фактор, т. е. прочность связи и величина сил, необходимых для удаления этой влаги (потенциал, давление).

Таблица 2

Зависимость между всасывающим давлением и доступностью влаги

Форма влаги	Всасывающее давление (*pF*)	Значение для растений
Свободная	—	Доступна
Капиллярная	<3	»
Пленочная	3—4	Доступность понижена
Прочносвязанная	4,1—4,2	Устойчивое завядание
Гигроскопическая	4,6—7,0	Недоступна
Сухая почва	>7	»

Несущая сила менисков, т. е. работа, которую они могут произвести, подняв воду на определенную высоту, будет тем больше, чем меньше радиус пор и капилляров, иначе говоря, чем больше кривизна менисков. Поскольку грунты и почвы системы высокодисперсные, менисковые силы проявляются в них тем сильнее, чем тяжелее их механический состав. Именно поэтому почвы способны удерживать в своей толще и передвигать на определенное расстояние капиллярную воду. Капиллярная вода передвигается в сторону меньшей влажности как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Последнее, с учетом фактора времени, может происходить на значительные расстояния.

По физическому состоянию капиллярная вода жидкая. При обычных пределах температуры капиллярная вода свободно испаряется с поверхности менисков. Если испарение снимает с поверхности менисков часть влаги, то при постоянном источнике увлажнения новые порции воды будут поступать в капилляр, стремясь к тому уровню, который отвечает радиусу капилляров. Отрицательные температуры приводят к замерзанию капиллярной воды. Снижение температуры точки замерзания капиллярной воды будет тем большим, чем больше в почве растворимых солей. Как отмечено выше, капиллярная вода до известной степени не подчиняется силе тяжести, поскольку мениски способны в глинах и лёссовых суглинках поднять воду на 3—7 *м*. Однако «независимость» капиллярной воды от силы тяжести ограничена. При поливах, промывках или естественном сильном увлажнении почв с близкими грунтовыми водами (2—2,5 *м*) происходит переход части капиллярной воды в гравитационную форму (капиллярный сброс, по А. Ф. Лебедеву).

Капиллярная вода высокоподвижна, способна обеспечить восполнение запасов воды в почве при интенсивном потреблении ее растениями или при испарении. Она свободно растворяет и перемещает при движении растворимые соли, коллоидные органические и минеральные соединения, тонкие суспензии. Передвижение и испарение капиллярной воды играет громадную роль в образовании засоленных почв, скоплений полуторных окислов, вторичного кремнезема. Орошение в основном направлено на создание в почвах запаса капиллярной воды, представляющей собой значительную часть почвенного раствора. Различают несколько разновидностей капиллярной воды в зависимости от литологии почв и ее взаимоотношений с грунтовой водой.

Капиллярно-подпертая вода образуется в грунте и почве в форме так называемой капиллярной каймы, представленной слоем влаги, поднятой от зеркала грунтовых вод силами капиллярных менисков.

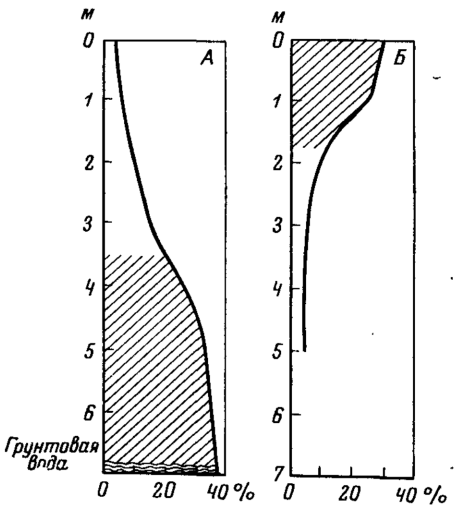


Рис. 4. Схема распределения капиллярно-подпертой (*А*) и капиллярно-подвешенной (*Б*) влаги в почвах

Высота потенциального поднятия капиллярной каймы над уровнем грунтовых вод непосредственно зависит от механического состава и структуры почв, она снижается в песках и супесях до 40—60 *см* и возрастает в суглинках и глинах до 2—7 *м*. В случае расхода капиллярно-подпертой воды на транспирацию растениями или на испарение запас влаги восполняется новыми поступлениями из грунтовой воды. Подъем уровня грунтовой воды сопровождается повышением уровня капиллярной каймы. Опускание грунтовых вод вызывает опускание уровня капиллярной каймы. Наращивание высоты капиллярной каймы (путем фильтрации атмосферной или поливной воды) сверх несущей силы менисков вызывает сброс части воды из капилляров в грунтовую воду и уменьшение высоты капиллярной каймы.

Как следует из рис. 4 и табл. 3, в распределении капиллярно-подпертой воды по профилю констатируется постепенное уменьшение влажности снизу вверх до величины пленочной и гигроскопической влажности. Эта смена влажности имеет более резкий характер в песках и постепенное снижение в суглинках и глинах.

Таблица 3

Распределение капиллярно-подпертой воды в однородных по механическому составу почвах

(данные Л. П. Розова, 1956)

Механический состав почв	Влажность (%) на различной высоте от уровня грунтовых вод (*см*)												
	0—10	10—20	20—40	40—60	60—80	80—100	100—120	120—140	140—160	160—180	180—200	200—240	240—280
Глина	40,5	40,0	37,5	35,2	32,5	30,6	30,6	29,5	28,4	27,0	26,0	25,4	23,2
Суглинок тяжелый	33,4	32,2	30,4	28,5	26,6	25,4	25,0	24,5	24,0	23,5	22,0	21,0	20,0
Суглинок средний	26,4	25,7	23,2	20,4	18,5	16,9	14,2	10,3	8,5	—	—	—	—
Супесь	23,5	22,0	18,4	14,3	10,4	8,6	5,3	—	—	—	—	—	—
Песок крупный	21,9	18,0	11,7	6,3	2,5	1,2	—	—	—	—	—	—	—

Капиллярно-подвешенная вода образуется в почве в тех случаях, когда отсутствует связь капиллярной воды, находящейся в почвенных горизонтах, с грунтовой водой. Появление капиллярно-подвешенной воды в почве, ее передвижение и удерживание в почве связаны с возникновением менисковых сил в капиллярах и порах при нисходящем движении гравитационной воды осадков или поливов.

В распределении капиллярно-подвешенной воды по профилю почв в естественных условиях наблюдается постепенное уменьшение влажности с глубиной (табл. 4). При этом в песчаных почвах величина влажности всегда меньше, и убывание количества капиллярно-подвешенной воды с глубиной выражено сильнее, чем в глинистых.

Таблица 4

Распределение капиллярно-подвешенной воды в почвах на однородных грунтах
(данные С. В. Астапова, 1958)

Механический состав почв	Влажность (%) на различной глубине (*см*)									
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	90—100
Тяжелый суглинок	40	39	35	34	33	32	31	30	29	28
Средний суглинок	30	28	28	28	28	27	26	25	25	—
Супесь	24	23	22	21	20	17	15	13	—	—

Капиллярно-подвешенная вода способна перемещать растворимые соли. Если легкорастворимые соли содержатся в подпочвенных горизонтах в большом количестве, восходящий ток капиллярно-подвешенной воды при испарении может перемещать их в корнеобитаемые и пахотные горизонты, вызывая засоление почв с поверхности. Такие явления нередко наблюдаются при поливах почв, имеющих остаточное подпочвенное засоление. То же происходит при поливах почв минерализованной водой, когда частичный возврат капиллярно-подвешенной воды сопровождается накоплением солей в испаряющихся растворах. Для предотвращения засоления в таких случаях приходится поддерживать господство нисходящих токов влаги путем более частых поливов или промывок.

Скорость передвижения капиллярно-подвешенной воды и скорость ее испарения будут тем меньшими, чем более структурны почвы и чем более они затенены. Поэтому рыхление почв и травосеяние являются средствами уменьшения восходящих токов влаги и солей в почве. Скорость восходящего движения капиллярно-подвешенной воды вообще во много раз меньше, чем скорость восходящего движения капиллярно-подпертой воды, непосредственно питаемой грунтовыми водами.

Капиллярно-посаженная вода. Различают третью разновидность капиллярной воды — капиллярно-посаженную. Капиллярно-посаженная вода образуется в почвенных порах и капиллярах в случае заметной слоистости грунтов, когда тонкопористый глинистый или менее структурный горизонт подстилается горизонтом песчаным, более рыхлым или более структурным. В этих случаях благодаря разрыву сплошности капиллярной воды на поверхности раздела тонкодисперсного и грубодисперсного горизонтов возникают дополнительные нижние мениски и развиваются добавочные несущие силы. Благодаря влиянию дополнительных менисковых сил при переслаивании мелкозернистых и грубозернистых горизонтов почва в целом может удержать дополнительное количество капиллярной воды, которая как бы «посажена» на дополнительные капиллярные мениски нижней поверхности горизонта.

Распределение капиллярной воды в слоистом почвогрунте поэтому отличается от распределения капиллярной воды в однородном грунте.

Вместо равномерного убывания влаги вниз по профилю в слоистом грунте дополнительные мениски на контакте слоев различного механического состава дадут ступенчатые повышения влажности. Поэтому при прочих равных условиях влажность слоистого грунта всегда выше, чем влажность однородного грунта.

Дискретная капиллярная вода. Выяснилось, что, кроме сплошных форм капиллярной воды, в почвах существует дискретная капиллярная вода — неподвижная, но физиологически полностью доступная растениям. Эта вода представлена сложной сеткой микрокапель и менисков в углах пор, в точках стыка частиц, в изолированных макрокапиллярах. Эта влага удерживается силами менисков, втягивающих при высыхании почвы воду в виде клина глубже в пору или в угол стыка частиц. Благодаря разобщенности менисков, находящихся в отдельных микропорах, и наличию крупных воздушных пузырьков угловая вода неподвижна, но она доступна растениям и обладает растворяющим эффектом. Однако в связи с неподвижностью и ничтожностью запаса доступной влаги, соответствующей этой форме воды, растения могут быстро ее расходовать, после чего наступает их завядание. Когда капиллярно-влажная почва подвергается просыханию, то после известного снижения запаса влаги сплошность капиллярной системы исчезает. Наступает разрыв капиллярной связи. Передвижение влаги, солевых растворов и питательных веществ прекращается. Влажность разрыва сплошности капилляров (ВРК) является особой константой водно-физических свойств почвы (Роде, 1965).

Из рассмотренного очевидно, что подвижность и быстрота передвижения капиллярной воды в почвах зависят от уровня влажности и физической природы почв и почвообразующих пород. При большой влажности, когда в механизм включены как мелкие, так и крупные капилляры, что имеет место чаще в почвах с близкими грунтовыми водами, движение капиллярной воды происходит наиболее быстро. При пониженной влажности скорость капиллярного передвижения растворов уменьшается, а с момента разрыва сплошности капилляров движение прекращается полностью.

Чем более глиниста почва, тем потенциально она более способна передвигать капиллярную влагу на большие расстояния. Но в тяжелоглинистых почвах прочносвязанная вода может практически «запечатать» своим объемом капиллярную систему и блокировать воду, прекратив движение капиллярной влаги. Кроме того, разрыв сплошности капилляров в глинистых почвах наступает при относительно высоких показателях влажности. Поэтому реальное капиллярное поднятие и передвижение влаги в тяжелоглинистых малоструктурных почвах в природе редко превышают величину 180—200 *см*. Вопреки теоретическим рассуждениям, основанным на опытах и пересчетах применительно к однородным искусственным капиллярным системам, в практике почвоведения и мелиорации установлено, что наибольшую скорость и высоту капиллярного передвижения влаги от зеркала грунтовых вод имеют лёссовидные суглинки с большим содержанием пылеватых частиц и тонкой микроструктурой. Известно, что лёссы и лёссовидные суглинки Узбекистана, Таджикистана, Прикаспийской низменности интенсивно поднимают капиллярные растворы от зеркала грунтовых вод на высоту 3—4 *м*, а в ослабленной замедленной форме и на 5—7 *м*.

Чем бóльшая часть капиллярной воды в почвах представлена дискретными формами и чем меньше остаток, приходящийся на долю собствен-

но высокоподвижной капиллярной воды, тем запас воды в почвах меньше подвержен потерям за счет рассасывания и передвижения к очагам испарения.

Агрономически структурные почвы, отличаясь высокой способностью накапливать и задерживать капиллярную воду, вместе с тем благодаря наличию крупных пор и разобщенности большей части капиллярной воды удерживают ее в доступной растениям, но малоподвижной (и поэтому медленно испаряющейся) форме.

В распыленных почвах при тех же величинах влажности, но вследствие преобладания высокоподвижных форм капиллярной воды запас влаги может быстрее израсходоваться на испарение и капиллярное рассасывание.

СВОБОДНАЯ ВОДА

Свободная вода представлена в почвах несколькими разновидностями. Для нее характерны жидкое состояние, стремление к вертикальному — нисходящему (или боковому — по уклону местности) движению под воздействием силы тяжести, высокий растворяющий эффект и способность передвигать в растворенном состоянии соли, коллоидные растворы, тонкие суспензии.

Присутствие свободной воды в почве свидетельствует о том, что либо поровое пространство заполнено влагой и предел удерживающей способности менисков перейден, либо свободная вода прорвалась по крупным полостям.

Присутствие значительных количеств свободной воды в почве является признаком неблагоприятным, свидетельствующим о временном или постоянном избыточном увлажнении и заболачивании, что обычно вызывает анаэробные и глеевые процессы, снижающие урожаи сельскохозяйственных растений.

Осушительные мелиорации направлены на уменьшение запасов свободной воды в почвах.

Гравитационная вода. В качестве основной разновидности свободной воды различают гравитационную воду, т. е. воду, которая в данный момент просачивается в почве в нисходящем или боковом направлении. Появление просачивающейся воды связано с накоплением в почве влаги, превышающей несущую силу менисков в капиллярах. Постепенное накопление воды в почве влечет за собой уменьшение кривизны и уплощение менисков, уменьшение сосущей силы, вызываемой ими. В результате то количество воды, которое превышает водоудерживающую способность почвы, начинает под воздействием силы тяжести передвигаться в нисходящем направлении.

Гравитационная вода может достигать зеркала грунтовых вод, наслаиваться на них и повышать их уровень. В случае большой глубины залегания грунтовых вод гравитационная вода в процессе нисходящего движения постепенно рассасывается, переходя в состояние капиллярно-подвешенной и пленочной воды.

Грунтовая вода. Второй разновидностью свободной воды в почвах и грунтах является грунтовая вода. Она образуется при заполнении всей скважности грунта свободной водой. Это может быть результатом наличия водонепроницаемого горизонта, задерживающего нисходящий ток гравитационной воды, а также превышения объема поступающей гравитационной воды над объемом ее оттока.

Образование грунтовых вод может быть также связано с напором и выклиниванием глубинных подземных вод или формированием грунтового потока в предгорьях, речных долинах и дельтах. При наличии в почве грунтовой воды все поровое пространство занято влагой, хотя 2—3% объема могут быть представлены пузырьками защемленного и поглощенного воздуха. Влажность водоносного горизонта под уровнем грунтовой воды приближается к величине пористости этого горизонта, т. е. измеряется величиной 40—55% объема.

Однако объем действительно свободной воды при этом не равен 40—55%, а значительно меньше — порядка 3—5% в глинах, 7—10% в суглинках и 12—15% в супесях и песках. Оставшийся после вычета этих величин объем порового пространства водоносного горизонта занят капиллярной, пленочной и гигроскопической водой. Свободная вода занимает лишь так называемую гравитационную пористость водоносного горизонта. Объем свободной воды, содержащейся в водоносном горизонте, выраженный в процентах, называется коэффициентом водоотдачи. Этот коэффициент позволяет подсчитать количество свободной воды, которую необходимо и возможно отвести при осушительных работах или при строительстве дренажных устройств и насосных колодцев.

Поверхность уровня грунтовой воды, условно называемая «зеркалом», приближается к горизонтальной либо находится к последней под некоторым углом. В общем виде рельеф поверхности грунтовых вод повторяет и отражает рельеф поверхности.

Грунтовая вода может быть застойной. В этих случаях развиваются интенсивные анаэробные процессы, а в условиях сухого и жаркого климата при длительном испарении грунтовых вод в них накапливаются большие количества солей.

Грунтовая вода может иметь также больший или меньший отток, если водоносные горизонты отличаются грубым механическим составом или высокой скважностью. Наибольшей подвижностью грунтовые воды отличаются в песках и галечниках, наименьшей — в глинах.

В низменностях с мало расчлененным рельефом грунтовая вода залегает близко от поверхности (1,0—2,5 *м*) и через капиллярную кайму снабжает растительный покров влагой (луговые условия, гидроморфный режим). Если грунтовая вода минерализована, то испарение капиллярной воды вызывает образование солончаков (в условиях сухого жаркого климата).

На водоразделах, предгорных равнинах, на древних высоких террасах, рассеченных реками и оврагами, грунтовая вода залегает обычно на большой глубине, исключающей возможность участия капиллярной каймы в почвообразовательных процессах и питании растений (глубже 10—15 *м*).

Лед. Особой разновидностью свободной воды является лед, т. е. вода, находящаяся в состоянии твердого кристаллического тела. Появление воды в форме льда может иметь сезонный или вековой характер.

Сезонное появление воды в почвах в форме льда, так называемая сезонная мерзлота, связано с зимним периодом и имеет весьма варьирующую продолжительность, которая зависит от продолжительности зимнего периода и характера весны. Сезонная мерзлота играет большую роль в водном режиме почв, способствуя конденсации парообразной воды, переходу капиллярной воды в лед и тем самым вызывая в течение холодного времени года накопление большого запаса влаги в верхней части почвенного профиля

В северо-восточных районах Европейской части и особенно в Азиатской части СССР широко распространена «вечная» мерзлота. Почвогрунты, находящиеся в состоянии вековой мерзлоты, характеризуются многолетним пребыванием свободной воды в состоянии льда. Толща мерзлоты может достигать 200—300 *м*. Поверхностный горизонт мерзлоты в зависимости от времени года может изменять свое положение на 1,5—3 *м*, опускаясь в течение лета и поднимаясь до поверхности зимой. Запасы льда в «вечномерзлом» почвогрунте в летнее время зачастую играют роль, аналогичную грунтовой воде. Лед при оттаивании, переходя в жидкое состояние, является источником образования капиллярной воды и капиллярного восходящего движения почвенных растворов с перемещением растворенных соединений к поверхности.

Поверхностная свободная вода. Наконец, следует упомянуть поверхностную свободную воду, стекающую по уклону местности в периоды, когда приток значительно превышает скорость впитывания и фильтрации влаги в почве.

В табл. 5 даются основные характеристики рассмотренных форм воды. Границы между ними условны и не всегда четки. Необходимы изменения в номенклатуре и классификации форм воды. Уже и сейчас ясно, что подвижность различных форм воды более всего является функцией влажности, дисперсности почв, сосущей силы менисков, сорбции и осмотических сил. Однако для практических целей принятые подразделения форм воды достаточно хорошо объясняют явления водного режима почв.

Таблица 5

Главнейшие формы воды в почвах

Форма воды	Связь с почвой (или состояние воды в почве)	Подвижность	Доступность растениям при малой минерализации	Передвижение солей
Химически связанная	Химическая	Неподвижна	Недоступна	Нет
Парообразная	В почвенном воздухе	Подвижна	»	»
Гигроскопическая	Адсорбционная молекулярная	Фиксирована	»	»
Пленочная	Молекулярная	Очень мало подвижна	Малодоступна (увядание)	Медленное в направлении испарения
Капиллярная	Мениссковая	Подвижна	Доступна	В направлении испарения и меньшей влажности
Гравитационная	Свободная	Подвижна (иисходящим током)	»	Преимущественно в иисходящем направлении
Грунтовая	»	Подвижна	»	Преимущественно в боковом направлении
Лед	»	Неподвижна	Недоступна	Нет
Поверхностная	»	Подвижна	Доступна	По уклону местности

ВОДОУДЕРЖИВАЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ПОЧВ

Водоудерживающая способность почв определяется их влагоемкостью. Главным формам воды соответствуют определенные виды влагоемкости почв. Различают следующие виды влагоемкости почв: полную, капиллярную (предельная полевая влагоемкость), максимальную молекулярную, максимальную гигроскопичность.

ПОЛНАЯ ВЛАГОЕМКОСТЬ ПОЧВ (ПВ)

Полная влагоемкость — способность почвы вместить в своей толще воду в объеме, соответствующем порозности (скважности) почвы. Величина полной влагоемкости колеблется в пределах 40—50%, опускаясь иногда до 30% и возрастая в отдельных случаях до 80% объема почвы. В пересчете на 1 *га* полная влагоемкость почвогрунтов в слое 1 *м* при скважности 40—50% составляет 4000—5000 $м^3/га$; для 2-метрового слоя эта величина достигает 8000—10 000 $м^3/га$. Наличие защемленного, растворенного и адсорбированного воздуха несколько уменьшает эти величины (на 5—10%).

Полная влагоемкость дает возможность подсчитать то максимально возможное количество воды всех категорий, которое почва в состоянии вместить в своей толще. Иначе говоря, полная влагоемкость характеризует водовместимость, или водоемкость, почвы (грунта). Состояние полного насыщения грунта водой характерно для горизонтов грунтовых вод.

КАПИЛЛЯРНАЯ ВЛАГОЕМКОСТЬ (КВ)

Капиллярная влагоемкость — способность почв и грунтов удерживать в своей толще максимально возможное количество капиллярной воды (без перехода ее в гравитационную форму), выраженное в весовых или объемных процентах или в кубических метрах на 1 *га*. Капиллярная влагоемкость, таким образом, представляет собой верхний предел водоудерживающей способности почв, обусловленный капиллярно-менисковыми силами. Поэтому и величина капиллярной влагоемкости (капиллярной водоудерживающей способности) в общем соответствует капил-

лярной скважности почв и грунтов. Поскольку граница и различия между капиллярной и некапиллярной скважностью в почвах условны и представлены рядом переходов, постольку и величина капиллярной влагоемкости несколько условна, она изменяется в зависимости от ряда факторов.

При близком залегании (1,5—2,0 *м*) уровня грунтовых вод, когда капиллярная кайма смачивает толщу почвы до поверхности, капиллярная влагоемкость почвы характеризуется наибольшими величинами, так как капиллярная влагоемкость в данном случае обусловлена суммарной всасывающей деятельностью менисков тонких и крупных пор и капилляров. В этом случае капиллярная влагоемкость соответствует максимально возможной величине содержания в почве капиллярно-подпертой воды. Наиболее точно величина капиллярной влагоемкости определяется в этом случае в поле путем установления послойной влажности от поверхности почвы до уровня грунтовых вод. Для 1,5-метрового слоя среднесуглинистых почв это соответствует 30—40 об.%, или около 4500—6000 *м*^{3}*/га*.

В случае глубокого залегания уровня грунтовых вод капиллярная влагоемкость почвы связана только с работой сравнительно тонких пор и капилляров. В этом случае ее величина соответствует максимально возможному объему удержанной в почве капиллярно-подвешенной воды. Величина влагоемкости в случае капиллярно-подвешенной воды колеблется в зависимости от структуры и механического состава почв в пределах 20—35 об.%, что составляет для 1-метрового слоя 2000—3500 *м*^{3}*/га*, а для 1,5-метрового —3000—5250 *м*^{3}*/га*.

Очень часто влагоемкость в отношении капиллярно-подвешенной воды называют наименьшей влагоемкостью (НВ). Этот термин, введенный П. С. Коссовичем (1911), основан на идее о том, что в почвах глубокого уровня грунтовых вод нет подпирающего влияния восходящей капиллярной каймы и пористая почвенная система удерживает то наименьшее количество влаги, которая остается после свободного оттока гравитационной воды.

Капиллярная влагоемкость может быть определена на монолите в лаборатории или в полевых условиях методом предварительного длительного увлажнения почвы таким объемом воды, который заведомо превышает водоудерживающую способность почвы. Переувлажненная почва оставляется на известное время защищенной от испарения. Гравитационной воде в течение нескольких дней предоставляется возможность свободно стечь из почвенных горизонтов. Затем определяется количество влаги, удержанной в почве. Эта величина и будет соответствовать капиллярной (подвешенной) влагоемкости (наименьшей влагоемкости) почвы. Капиллярная влагоемкость, определенная для полевых конкретных условий, называется полевой влагоемкостью (полевой предельной влагоемкостью, полевой водоудерживающей способностью) почвы.

Почва в естественных условиях залегания не может удержать капиллярной воды больше этого «предельного» количества. Возрастание влажности почвы сверх ее водоудерживающей способности вызывает образование гравитационной воды, стекающей в нисходящем направлении или питающей грунтовые воды.

Понятие «предельная полевая влагоемкость» (ППВ) почв является важной гидрологической характеристикой, широко используемой в практике водных мелиораций. Величина предельной полевой влагоемкости зависит от ряда факторов.

Почвы глинистого тяжелого механического состава имеют большую величину полевой влагоемкости —3500—4000 *м³/га* для 1-метрового слоя, почвы легкого супесчаного и песчаного механического состава —2000—2500 *м³/га*. Почвы с хорошо развитой комковато-зернистой структурой обычно имеют умеренные средние показатели полевой влагоемкости — 2500—3000 *м³/га* для 1-метрового слоя; бесструктурные почвы характеризуются более высокой величиной полевой влагоемкости. Ниже приводятся величины полевой влагоемкости почв различного механического состава в % от скважности (Розов, 1956):

	Несолонцеватые почвы	Солонцеватые почвы
Глины	90—93	95—98
Тяжелые суглинки	75—85	90—95
Средние суглинки	65—75	80—90
Легкие суглинки	55—65	70—80
Супесчаные грунты	45—55	65—70
Глинистые пески	35—45	55—65
Пески	25—35	45—55

Как это ясно из предыдущего изложения, полевая влагоемкость зависит также от положения грунтовых вод, сильно возрастая в случаях близкого уровня грунтовых вод (капиллярная кайма в пределах почвенного профиля) и уменьшаясь при глубоком положении грунтовых вод. Так, при близких (1,5—2 *м*) грунтовых водах с углублением на каждые 10 *см* глубже 50 *см* величина полевой влагоемкости возрастает на 2—3%, а при очень глубоких грунтовых водах — уменьшается на каждые 10 *см* на ту же величину.

Неоднородность и слоистость почв по профилю, в частности смена механического состава и структурного состояния грунта, способствуют увеличению суммарной величиины полевой влагоемкости всего профиля. Это объясняется тем, что вблизи поверхности раздела между соседними слоями вышележащий слой имеет повышенную влажность за счет образования дополнительных менисков и дополнительной водоудерживающей способности (капиллярно-посаженная вода).

Зная величину предельной влагоемкости почвы и сопоставляя с ней величину влажности, зафиксированной в почве на определенный момент, можно оценить состояние и форму воды и определить направление движения влаги. В тех случаях, когда влажность почвы выше величины предельной полевой влагоемкости, имеют место нисходящие токи гравитационной воды. В случае, когда влажность верхних горизонтов меньше полевой влагоемкости, поток капиллярной воды направлен обычно кверху от зеркала грунтовых вод.

Многочисленными исследованиями на опытных станциях и в производственных условиях установлено, что оптимальная влажность почв для развития сельскохозяйственных растений в условиях орошения колеблется в пределах от 100 до 70—75% от полевой влагоемкости. Отсюда следует, что в межполивные периоды относительная влажность почв перед очередным поливом не должна опускаться ниже 70—75% от полевой влагоемкости.

Разность между величиной полевой влагоемкости и фактической влажностью почвы перед очередным поливом называется дефицитом влажности до полевой влагоемкости.

Дефицит влажности до полевой влагоемкости в условиях орошаемого хозяйства должен быть не больше, чем разность между полевой влагоемкостью и величиной 70—75% полевой влагоемкости (на глинах и солончаках 80—85%). Если величина фактической влажности перед поливом ниже 70—75% от полевой влагоемкости (например, 60—50%), то растения будут испытывать депрессию в развитии, что вызовет снижение урожая. Хлопчатник в таких случаях сбрасывает свои плодовые органы (бутоны, завязи, коробочки).

Таким образом, по полевой влагоемкости устанавливаются рациональные нормы поливов. Если при очередном поливе подача воды превысит величину дефицита влаги до полевой влагоемкости, запас воды в почве превысит ее водоудерживающую способность, появится свободная гравитационная вода, которая начнет двигаться в нисходящем направлении и пополнять запасы грунтовой воды, повышая их уровень.

В практике орошаемого земледелия иногда применяют поливы без норм, большими количествами воды, в 1,5—2 раза превышающими дефицит до полевой влагоемкости. Такие поливы вызывают интенсивный подъем уровня грунтовых вод, приближение их к дневной поверхности, развитие процессов заболачивания и засоления. Особенно часто это происходит на полях орошаемого риса, где нередко за вегетационный период дается 30—40 тыс. *м³/га* поливной воды.

Рационально рассчитанная норма полива для незасоленных почв должна представлять собой величину, не превышающую дефицит влажности до полевой влагоемкости, чтобы свести к минимуму фильтрацию избыточной свободной воды в грунтовые воды.

Величина поливной нормы выражается следующим простейшим равенством:

$$М = П - м + к,$$

где М — поливная норма; П — полевая влагоемкость; м — фактическая влажность перед поливом; к — потери воды на испарение в момент полива.

Поскольку известно, что при орошении обычных полевых культур влажность почвы не должна перед очередным поливом опускаться ниже 70—75% от полевой влагоемкости, то величина дефицита влажности П — м в большинстве случаев должна быть не выше 25—30% П, что для почв суглинистого механического состава для 1-метровой толщи составит 800—1200 *м³/га*.

Поясним это на следующем примере. Полевая влагоемкость незасоленной почвы равна 20 вес.%, объемный вес почвы 1,4. Требуется установить оптимальный дефицит до полевой влагоемкости, который и будет представлять оптимальную величину поливной нормы воды для 1-метрового слоя.

Полевая влагоемкость в абсолютном выражении будет составлять П=2800 *м³/га*; допустимая влажность до полива — 70% от П, т. е. 1960 *м³/га*. Тогда дефицит, а следовательно, и поливная норма, составляя разность между полевой влагоемкостью и допустимым запасом воды перед поливом (2800—1960 *м³/га*), будут равны 840 *м³/га*.

Зная величину полной влагоемкости и полевой влагоемкости, можно всегда представить себе вероятную величину свободной гравитационной воды, образующейся в почве в случае естественного или искусственного снижения уровня грунтовых вод. Эта величина называется водоотдачей грунта.

Водоотдача грунта — количество свободной гравитационной воды, образующейся в грунте при снижении уровня грунтовых вод, выраженное в процентах от скважности (полной влагоемкости), от объема грунта или в виде коэффициента. Коэффициент водоотдачи сильно колеблется в зависимости от структуры, механического состава и скважности почв и грунтов. Об этом можно судить по данным табл. 6.

Таблица 6

Зависимость водоотдачи от механического состава грунтов

Грунт	% от скважностн (от полной влагоемкостн)	% от объема грунта	Коэффициент Q
Тяжелая глина	2—5	1—3	0,01—0,03
Суглинки	5—10	3—5	0,03—0,05
Легкие суглинки	10—30	5—15	0,05—0,15
Супеси	30—50	15—20	0,15—0,20
Пескн	50—75	20—30	0,20—0,30

Зная величину коэффициента водоотдачи, можно предвидеть вероятный подъем уровня грунтовых вод при поступлении в грунт свободной гравитационной воды. Вероятный подъем уровня грунтовых вод h (в *см*) при поступлении в них гравитационной воды равен слою просочившейся воды b (в *см*), деленному на коэффициент водоотдачи Q:

$$h = \frac{b}{Q}.$$

Из величин коэффициента водоотдачи видно, что при поступлении гравитационной воды интенсивность подъема уровня грунтовых вод возрастает тем больше, чем тяжелее механический состав грунта. Так, в глинах каждый миллиметр просочившейся и поступившей в грунтовые воды гравитационной воды может повысить уровень грунтовой воды на 3—10 *см*, в суглинках — на 2—3 *см*, в песках значительно меньше — на 0,3—0,5 *см*.

Зная дефицит влажности до полевой влагоемкости, можно установить то количество свободной гравитационной воды, которое появляется в толще горизонтов почвы при ее увлажнении сверх водоудерживающей способности. Количество гравитационной воды, образующейся при этом в толще грунта, представляет собой разность между объемом поданной воды и объемом дефицита до полевой влагоемкости, что может быть показано следующим выражением:

$$В = М — (П — м),$$

где В — гравитационная вода; М — вода, поступившая на почву сверху; П — полевая влагоемкость; м — запас воды в почве.

Таким образом, капиллярная влагоемкость и ее разновидность для почв, находящихся в культуре, так называемая полевая (предельная) влагоемкость, являются важнейшими почвенно-гидрологическими характеристиками, на знании которых и правильном применении должно базироваться рациональное регулирование водного режима почв и осуществление водных мелиораций.

МАКСИМАЛЬНАЯ МОЛЕКУЛЯРНАЯ ВЛАГОЕМКОСТЬ (ММВ)

Максимальная молекулярная влагоемкость является верхним пределом содержания в почвах физически рыхлосвязанной (пленочной) воды. Понятие о ней введено в почвоведение А. Ф. Лебедевым. Увеличение запаса воды в почве сверх максимальной молекулярной влагоемкости сопровождается появлением подвижной капиллярной или даже гравитационной воды. При влажности, соответствующей максимальной молекулярной влагоемкости, в почве существенных запасов полезной и доступной растениям воды практически нет.

Величина максимальной молекулярной влагоемкости зависит от диаметра частиц, слагающих почвы и грунт. Она небольшая в песках и очень высокая в глинах. Это видно из данных А. Ф. Лебедева (1936) и С. В. Астапова (1958):

	ММВ, об. %		ММВ, об. %
Крупный песок	1,57	Глины	40—45
Средний песок	1,60	Подзолистые	7—18
Мелкий песок	2,73	Черноземы	20—28
Очень мелкий песок	4,75	Красноземы	30—36
Суглинки	8—12	Сероземы	11—15
Лёссы	20—23		

Так как порозность глин составляет около 55—60%, вода при максимальной молекулярной влагоемкости в глинах может на 70—75% заполнить поровое пространство. Поскольку пленочная вода относится к категории малоподвижной, вязкой воды, в глинистых грунтах и почвах она обусловливает возникновение непроницаемости для других форм воды и воздуха.

Максимальная молекулярная влагоемкость является весьма важной почвенно-гидрологической характеристикой. При сопоставлении фактической влажности почвы с максимальной молекулярной влагоемкостью можно установить, имеется ли в почве подвижная капиллярная вода (в случае превышения фактической влажности величины максимальной молекулярной влагоемкости).

К величине максимальной молекулярной влагоемкости близок коэффициент завядания, т. е. то содержание воды, при котором растение вянет и гибнет. Обычно коэффициент завядания на 2—3% ниже величины максимальной молекулярной влагоемкости. Поэтому, сопоставляя величину максимальной молекулярной влагоемкости с фактической влажностью, можно выяснить, существует ли в почве запас доступной и полезной растениям воды или этот запас близок к исчерпанию.

Уменьшение запаса воды в почве перед поливами до уровня максимальной молекулярной влагоемкости нежелательно, поскольку при этом вследствие малой подвижности пленочной воды начинается угнетение растений, отставание их в росте, а в жаркие периоды лета — сбрасывание листьев и плодовых органов.

Максимальная молекулярная влагоемкость определяется в грунтах и почвах несколькими методами, предложенными А. Ф. Лебедевым (1927): при помощи сверхмощной центрифуги (ускорение около 70 000 *g* и число оборотов около 50 000 в 1 мин.), отжатия сильным прессом

(66 *кг/см*^{2}) влажной почвы, помещенной между листками фильтровальной бумаги, и, наконец, методом определения устойчиво не изменяющейся влажности в высокой почвенной колонне, предварительно интенсивно увлажненной. А. Ф. Лебедев считал, что уже при ускорении 18 000—20 000 *g* происходит отделение капиллярной воды, а остающаяся влага соответствует максимальной молекулярной влагоемкости.

Новейшие исследования, однако, показали, что при увеличении мощности центрифуги или прессования величина оставшейся влажности уменьшается, вопреки мнению А. Ф. Лебедева, полагавшего, что существует резкая граница между пленочной и капиллярной водой при *g* центрифуги 18 000.

Таким образом, величина максимальной молекулярной влагоемкости не является константой, хотя и характеризует состояние пониженной подвижности почвенной влаги.

МАКСИМАЛЬНАЯ ГИГРОСКОПИЧНОСТЬ (МГ)

Максимальная гигроскопичность является особой разновидностью влагоемкости почвы, характеризующей предельно высокое количество парообразной воды, которое может быть устойчиво поглощено и удержано почвой (см. выше). Почва, влажность которой достигла состояния максимальной гигроскопичности, не сорбирует парообразную воду. Величина максимальной гигроскопичности зависит от химического, механического и минералогического состава почв. Велика максимальная гигроскопичность в почвах, содержащих гумус, торф, а также большое количество гигроскопических солей. Чем больше в почве тонких фракций механического состава, тем выше величина максимальной гигроскопичности (рис. 5). Малогумусные и легкие опесчаненные почвы имеют максимальную гигроскопичность порядка 2—4%, а тяжелоглинистые и богатые гумусом — порядка 10—12%.

Максимальная гигроскопичность — весьма важная почвенно-гидрологическая характеристика. Вода, находящаяся в почве в состоянии максимальной гигроскопичности, недоступна растениям («мертвый запас влаги»); поэтому уменьшение влажности почв перед поливами в разгар вегетационного периода до максимальной гигроскопичности сопровождается катастрофическими последствиями для урожая.

В табл. 7 приведены величины максимальной гигроскопичности в различных почвах.

Таблица 7

Пределы колебаний максимальной гигроскопичности в почвах

Механический состав	Максимальная гигроскопичность, %	Почвы (верхний горизонт)	Максимальная гигроскопичность, %
Глины тяжелые	20—23	Подзолистые	3—7
Глины	12—18	Черноземы	7—15
Суглинки	4—7	Торфяники	30—40
Супеси	2—3	Сероземы	4—7,0
Пески тонкие	0,5—1,5	Солонцы	10—15
Пески грубые	0,05—0,1	Каштановые	8—12

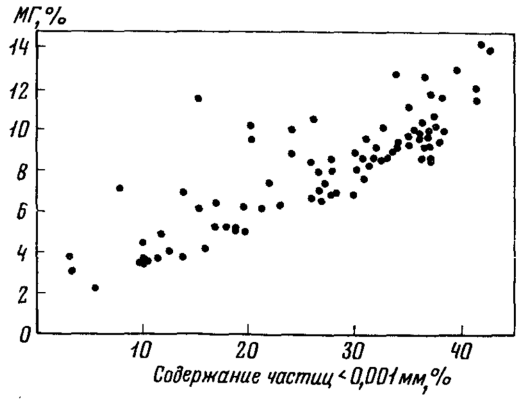


Рис. 5. Зависимость величины МГ от содержания частиц диаметром <0,001 *мм* (по А. А. Роде, 1952)

Данные о максимальной гигроскопичности дают возможность приближенно вычислить влажность завядания растений (коэффициент завядания). Эмпирически установлено, что коэффициент завядания (т. е. граница физиологически доступной и физиологически недоступной воды в почве) в среднем близок к максимальной гигроскопичности, умноженной на коэффициент 1,3—1,5 (иногда 2—3).

Максимальная гигроскопичность почв определяется путем выдерживания навески почвы в вакууме во влажной атмосфере до постоянного веса. Для этого навеску почвы помещают в эксикатор с 10%-ным раствором H_2SO_4, когда относительная влажность воздуха равна 96—98% при 25°. Вместо H_2SO_4 применяется и насыщенный раствор K_2SO_4.

КОЭФФИЦИЕНТ ЗАВЯДАНИЯ (КЗ)

Коэффициентом завядания называется такое содержание воды в почве, при котором растение не может обеспечить свою потребность в воде, что и приводит к его завяданию. Эта важная почвенно-гидрологическая характеристика введена американскими исследователями Бриггсом и Шанцем (Briggs, Shantz, 1912).

Величина коэффициента завядания возрастает в почвах по мере увеличения их глинистости. Так, величина влажности завядания составляет (%): пески—1—3, супеси—4—6, суглинки—10—12, глины—20—30. Глины монтмориллонитового типа обладают более высокими показателями влажности завядания, чем глины каолинитовые.

Величина влажности завядания зависит также от природы растений. Засухоустойчивые злаки завядают при меньшей влажности, чем влаголюбивые растения. Для пахотных горизонтов почв и для обычных полевых культур влажность завядания колеблется, по данным С. И. Долгова (1948), в пределах 10—20%. Недоступность воды для растений при этих уровнях влажности почв объясняется тем, что почва удерживает воду с силой порядка 15—20 *атм*, что значительно превышает сосущую силу растений.

Чем больше в почве органических веществ и особенно неразложившегося торфянистого материала, тем выше влажность завядания (у торфа до 60—80%).

Таким образом, недостаток воды для растений при прочих равных условиях в первую очередь будет сказываться на глинистых бесструктурных почвах и на почвах, содержащих большое количество грубого орга-

нического вещества. Это свойство торфянистых почв следует иметь в виду при их осушении. Чрезмерное углубление уровня грунтовых вод при осушении торфяников нередко влечет за собой их «пересушку» и низкие урожаи. На торфянистых почвах необходимо обеспечивать запасы доступной влаги и достаточно высокий уровень грунтовых вод с помощью регулирования шлюзами.

Присутствие солей в почвах также весьма сильно понижает доступность воды для растений. Величина коэффициента завядания значительно возрастает в почвах по мере роста их засоленности (табл. 8). Поэтому на засоленных почвах недостаток влаги для растений в засушливый период или перед поливом проявляется раньше и более резко, чем на почвах незасоленных. На засоленных почвах при их освоении необходимы предварительное удаление солей и вместе с тем дополнительные количества поливной воды, т. е. промывной тип орошения.

Таблица 8

Коэффициент завядания в глинистой засоленной почве, %
(по В. Р. Волобуеву, устное сообщение)

Соль	Содержание солей, %						
	0,00	0,10	0,20	0,30	0,50	0,75	1,00
NaCl	24,45	25,39	—	25,42	—	28,36	42,44
Na_2SO_4	24,45	—	26,13	26,30	26,92	27,34	27,44

Коэффициент завядания может быть определен прямым образом — по влажности почвы в маленьких, защищенных от испарения, вегетационных сосудах с растениями в момент их завядания. В США применяют для этой цели определение «эквивалент влажности», т. е. остаточной влажности после центрифугирования образца влажной почвы (при $g=1000$). Для получения коэффициента завядания «эквивалент влажности» делится на 1,84—1,24.

В представлениях о формах и природе почвенной влаги и о почвенно-гидрологических константах много неясного и спорного, нет единой терминологии. Только будущие экспериментальные исследования прояснят такие спорные вопросы, как природа сорбционных и капиллярных сил, механизм удержания подвешенной влаги, целесообразность или устарелость понятий максимальной молекулярной влагоемкости, полевой влагоемкости и др.

ЭЛЕМЕНТЫ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ

Вода в почвах находится в непрерывном движеиии: накапливается и расходуется, превращается из одних форм в другие, потребляется растениями и животными. Водный режим почв, под которым понимаются сезонные движения и превращения форм воды в почве, изменяется под воздействием силы тяжести, метеорологических условий, гидрогеологической обстановки и организмов, главным образом растительности. В освоенных почвах ведущими факторами водного режима являются приемы сознательного регулирования запасов и форм воды в почвах человеком (снегонакопление, орошение, осушение, обработка).

ДВИЖЕНИЕ И ИЗМЕНЕНИЕ СОСТОЯНИЯ ПАРООБРАЗНОЙ ВОДЫ

Содержание парообразной воды во влажной почве близко к точке насыщения воздуха парами. Поэтому изменения температуры внутрипочвенных горизонтов или приземного слоя воздуха легко вызывают переход парообразной воды в капельно-жидкое состояние (конденсация).

Передвижение парообразной воды в толще почвенного профиля в те периоды, когда почвенный воздух близок к насыщению парами до 100%, связано главным образом с изменениями давления и температуры. Пары передвигаются от участков с бóльшим давлением (большей температуры) к участкам с меньшим давлением (меньшей температуры), где они и конденсируются в капельно-жидкую воду.

В сухих почвах (с влажностью меньше максимальной гигроскопичности) большая роль, кроме температуры и давления, в направлении движения парообразной влаги принадлежит величине влажности почвы.

Можно различать следующие основные случаи передвижения и конденсации паров воды в почвах: термическая конденсация атмосферных паров на поверхности почвы (росообразование), молекулярная и капиллярная конденсация паров в почве, внутрипочвенная термическая перегонка и конденсация водяных паров.

Конденсация атмосферных паров на поверхности почвы и на покрове растительности (росообразование) происходит в тех случаях, когда температура прилегающего воздуха ниже, чем температура надземного

влажного воздуха, и когда абсолютная влажность припочвенного слоя воздуха выше, чем максимальная упругость пара при температуре поверхности почвы. Это обычно происходит в ночное время.

В пустынно-степных областях конденсация может увеличить влажность верхних 1—2 *см* почвы на 1—2% за ночь. По-видимому, даже это незначительное образование капельно-жидкой воды путем термической конденсации может в известной степени поддерживать жизнедеятельность растений.

Конденсация водяных паров в почве может вызывать появление в почве не только гигроскопической и пленочной, но, что особенно важно, капиллярной и даже гравитационной воды. При сравнительно невысокой относительной влажности почвенного воздуха (50%) может происходить поглощение парообразной воды поверхностью почвенных частиц за счет молекулярных сил с образованием пленочной воды. При влажности почвенного воздуха выше 50—80% может иметь место так называемая капиллярная конденсация парообразной воды в тончайших порах и углах стыка частиц вследствие снижения упругости пара и перехода его в состояние насыщенности под воздействием вогнутой поверхности менисков большой кривизны. Происходит как бы перегонка пленочной или капиллярной воды в форме пара к наиболее вогнутым менискам мельчайших пор и капилляров (т. е. к более сухим участкам почвы). Явление капиллярной конденсации особенно хорошо выражено в ультрамалых порах — капиллярах радиусом порядка 10^{-5} *см* и меньше.

Ряд исследователей считает, что в грунтах легкого механического состава капиллярная конденсация может быть даже источником образования гравитационной воды или грунтовых вод (Лебедев, 1936; Колосков, 1937; 1938; Сочеванов, 1938; Роде, 1946).

А. Ф. Лебедев допускал, что конденсация атмосферных паров может обогащать почву водой в количествах до 60—100 *мм* в год, а сами грунтовые воды образуются в процессе конденсации. Эти взгляды разделяются не всеми. Несомненно все же, что капиллярная конденсация снабжает почвы доступной растениям водой. Однако человек не умеет управлять процессами капиллярной конденсации парообразной воды в почвах.

Внутрипочвенная перегонка и конденсация водяных паров. В профиле почвы на глубину до 3—5 *м* в течение года происходит сезонная перегонка парообразной воды под влиянием термического градиента и различия в упругости паров. Водяные пары перемещаются от горизонтов с более высокой температурой и упругостью паров к горизонтам с более низкой температурой и упругостью, где происходит конденсация пара и накопление влаги. Это явление исследовалось А. Ф. Лебедевым (1936).

Зимой вследствие охлаждения верхних горизонтов почвы и соответственно уменьшения упругости паров воды в воздухе этих горизонтов в почве господствует восходящий ток паров из глубоких и обычно более теплых подпочвенных горизонтов с аккумуляцией воды в верхних слоях почвы. Значительная часть парообразной воды перегоняется при этом в атмосферу, теряясь из почвы полностью.

Исследования на Украине и Северном Кавказе показали, что за счет зимней внутрипочвенной конденсации корнеобитаемые слои почвы могут дополнительно получить до 50—70 *мм* воды. Замерзание почвы с поверхности особенно способствует накоплению воды в корнеобитаемых слоях почвы за счет перегонки паров снизу. Конденсация паров в этих случаях

сопровождается образованием льда и накоплением воды в количествах, превышающих влагоемкость.

Лабораторными исследованиями Л. П. Розова (1956) установлено, что зимняя конденсация парообразной воды в верхних слоях почвы вследствие превышения водоудерживающей способности может приводить к развитию нисходящего тока гравитационной воды с выносом легкорастворимых солей вниз, способствуя сезонному рассолению почв.

В летнее время ток парообразной воды направлен в основном в атмосферу, а частично из теплых поверхностных горизонтов в глубокие, более холодные, где в это время накапливается влага. Для условий черноземов и сероземов летняя перегонка паров воды может распространяться на глубину 3—4 *м*, максимум же конденсации констатируется на глубине 1,5—2 *м*. Летней перегонке паров сверху вниз приписывается образование в течение года в прикаспийских песках до 100 *мм* грунтовых вод (Сочеванов, 1938). Возможно, что с этим явлением связано постоянное присутствие тонкой линзы пресных вод, покрывающей минерализованные воды в пустынных песках.

Сходный режим парообразной влаги слагается в течение суток. Ночью ток парообразной воды направлен из более глубоких теплых горизонтов к верхним холодным, а днем наоборот — от теплых верхних в охлажденные нижние.

Техника еще не овладела процессами конденсации парообразной воды. Искусственное регулирование теплового режима почв могло бы направить процессы внутрипочвенной конденсации паров в желаемую сторону и явиться одним из методов борьбы с засухой и за улучшение водного режима почв сухих, засушливых и пустынных областей.

Конденсация парообразной воды достигается внесением на грунтовые дороги высокогигроскопических солей $MgCl_2$ и $CaCl_2$, которые, конденсируя в ночное время парообразную воду, разжижаются, заметно увлажняя и обеспыливая поверхность почвы. Для этой цели можно использовать также озерные соли и рассольные грунтовые воды, содержащие хлориды кальция и магния.

ДВИЖЕНИЕ ПЛЕНОЧНОЙ ВОДЫ

Пленочная вода в почве перемещается в направлении испарения или к местам потребления воды корневой системой растений. Движение пленочной воды происходит крайне медленно от пленок большей толщины к пленкам меньшей толщины. Потенциально это движение может распространяться на большие расстояния. Во всяком случае, наблюдалось движение пленочной влаги и растворенных в ней солей на высоту 3—4 *м* от верхней границы капиллярной каймы (в солонцах Каспийской низменности).

Потребности растений в воде не могут быть нормально удовлетворены запасами пленочной воды в летнее время вследствие крайней медленности ее движения. Количество пленочной воды в сфере жизнедеятельности корневых волосков может восполняться лишь в ночное время, когда отсутствует фотосинтез и уменьшается водопотребление растениями.

ДВИЖЕНИЕ КАПИЛЛЯРНОЙ ВОДЫ

Движение капиллярной воды в почвах происходит при воздействии отрицательного давления под вогнутыми менисками воды и сосущей силы, возникающих в результате смачивания стенок пор и капилляров. Поскольку сосущая сила вогнутых менисков возрастает с увеличением их кривизны, движение капиллярной воды всегда направлено в сторону менисков меньших пор и капилляров, т. е. к участкам меньшей влажности.

Объем капиллярно-проводимой воды, а следовательно, и скорость капиллярного движения пропорциональны четвертой степени радиуса капилляров и обратно пропорциональны вязкости жидкости, как это следует из формулы Пуазеля:

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

где: Q — объем жидкости, прошедшей через капилляр за время t; π — коэффициент (3,14); g — ускорение силы тяжести; ρ — плотность жидкости; h — напор (давление); η — вязкость жидкости; R — радиус трубки; l — длина трубки (цит. по Б. А. Кин, 1933).

Приведенная формула Пуазеля применима лишь к правильным цилиндрическим трубкам. Но схема трубок даже капиллярного диаметра мало приложима к почвам и грунтам, которые имеют крайне сложные размерность и тип строения пор, вариации размеров частиц и их консистенции. Однако общие выводы из этой формулы очень существенны для почвоведения. С уменьшением радиуса капилляров пор значительно уменьшаются объем и скорость капиллярного передвижения воды в почвах. Чем выше дисперсность почв и грунтов, т. е. чем менее они структурны и чем больше их глинистость и коллоидность, тем потенциальная высота подъема капиллярной воды больше, а скорость подъема ее меньше. С уменьшением степени дисперсности, т. е. с возрастанием песчанистости почв и грунтов, высота капиллярного поднятия снижается, однако скорость капиллярного движения воды и объем передвигаемой влаги возрастают (табл. 9 и рис. 6).

Таблица 9

Зависимость водных свойств почв от механического состава
(Фагелер, 1938)

Содержание глины, %	Высота поднятия воды, *мм*	Наименьшая влагоемкость, %	Водопроницаемость, *см³/час*
Песок	128	6,0	5143,0
4,2	256	9,6	400,0
10,1	526	17,4	105,0
39,4	500	22,5	30,0
52,1	833	50,7	18,0
55,0	500	42,5	62,0
64,2	74	62,1	8,0
68,0	27	77,5	2,6

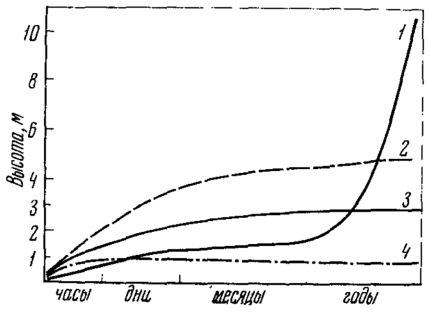


Рис. 6. Общая схема высоты и скорости капиллярного поднятия воды в почвах

1 — глины;
2 — лёссы;
3 — суглинки;
4 — пески и супеси

Обращает на себя внимание исключительно медленное, почти полное отсутствие движения капиллярной воды у частиц диаметром $<0{,}002$ *мм* (табл. 10). Вследствие этого нередки случаи, когда в непосредственном соседстве залегают совершенно сухие и влажные горизонты тяжелых глин, несмотря на их высокую потенциальную способность к капиллярному передвижению воды. Скорость движения капиллярной воды в глинах настолько мала, что нужны годы для достижения потенциальной высоты капиллярного поднятия.

Если в геохимии даже малая скорость капиллярного движения растворов в глинах имеет большое значение в миграции солей, то в практике мелиорации приходится считать тяжелые глины капиллярно малоактивными. Для практических целей водного хозяйства или дорожного строительства, когда необходимо учитывать опасность заболачивания, засоления почв или уменьшения несущей способности грунтов вследствие капиллярного переувлажнения на дорогах, приходится пользоваться эмпирическими данными, характеризующими фактически наблюдаемое и относительно быстрое движение капиллярной воды, которая может вызвать эти явления.

Таблица 10

Скорость движения капиллярной воды в почвах в зависимости от их механического состава

(Atterberg, 1908)

Диаметр частиц, *мм*	Высота капиллярного поднятия воды, *мм*		Максимальная высота, *мм*	Время достижения максимальной высоты, дни
	через 24 час.	через 48 час.		
5,0—2,0	22	—	25	3
2,0—1,0	54	60	65	4
1,0—0,5	115	123	131	4
0,5—0,2	214	230	246	8
0,2—0,1	376	396	428	8
0,1—0,05	530	374	1055	72
0,05—0,02	1153	1360	2000	—
0,02—0,01	485	992	—	—
0,01—0,005	285	—	—	—
0,005—0,002	143	—	—	—
0,002—0,001	55	—	—	—

Ниже приводятся величины водоподъемной способности грунтов и почв в зависимости от механического состава.

Механический состав	Водоподъемная способность, *м*	Механический состав	Водоподъемная способность, *м*
		Лёссы	4—5
Крупный песок	<0,5	Суглинки средние	2,5—3
Средний песок	0,5—0,8	Суглинки тяжелые	3—3,5
Супесь	1,0—1,5	Глины тяжелые	4—6
Пылеватая супесь	1,5—2,0		и более

В. Р. Вильямс подчеркивал, что высота капиллярного движения воды весьма зависит также от структурности почв и грунтов. Структурные и микроагрегатные отдельности ведут себя сходно с крупными элементарными механическими частицами, в значительной степени снижая высоту и скорость капиллярного поднятия.

Как видно из данных табл. 11, в бесструктурном пылеватом суглинке за 1 месяц 10 дней капиллярная вода поднялась на высоту 120 *см*.

Таблица 11

Зависимость высоты капиллярного поднятия воды (в *см*) от структурности почвы
(данные Вольни по Вильямсу, 1949)

Дата и время	Бесструктурная почва	Структурная почва	Дата и время	Бесструктурная почва	Структурная почва
20.I 8 ч. 30 м.	4,6	5,0	31.I 8 ч.	86,0	26,0
10 ч. 30 м.	15,0	8,1	5.II 8 ч.	92,8	29,0
13 ч.	21,7	9,4	15.II 8 ч.	104,9	33,0
21.I 8 ч.	43,0	13,9	25.II 8 ч.	115,9	36,3
26.I 8 ч.	77,9	22,0	1.III 8 ч.	120,0	37,5

За это же время в структурном суглинке капиллярная вода поднялась всего лишь на высоту 37,5 *см*. Однако надо иметь в виду, что образование структурности и микроагрегированности в тяжелых глинистых почвах, наоборот, может увеличить скорость капиллярного движения растворов.

Подвижность капиллярной воды в почвах находится в большой зависимости и от влажности почв. Чем суше почва, тем относительно менее подвижна в ней вода. Наоборот, чем влажнее почва, тем подвижнее в ней капиллярная вода и тем легче она передается соседним более сухим горизонтам.

Характер движения капиллярной воды зависит также от взаимоотношения капиллярной воды с зеркалом грунтовых вод.

Движение капиллярно-подпертой воды тесно связано с колебаниями уровня грунтовых вод. Скорость восходящего движения капиллярно-подпертой воды зависит от глубины залегания грунтовых вод. При очень близком к поверхности положении уровня грунтовых вод капиллярная вода в почве перемещается силами менисков как тонких пор и капилляров, так и крупных пор и капилляров. Скорость капиллярного передвижения воды с растворами солей значительно возрастает с приближением их к поверхности. Снижение уровня грунтовых вод выключает из работы

мениски крупных капилляров и пор, способных быстро транспортировать капиллярную воду. Соответственно даже небольшое, на 10—30 *см*, опускание уровня грунтовых вод чрезвычайно сильно снижает объем и скорость капиллярного передвижения воды, поскольку после этого капиллярная вода транспортируется лишь сосущей силой менисков наиболее тонких капилляров и пор. Последние же способны передвигать капиллярную воду лишь медленно и в малых объемах.

Движение капиллярно-подвешенной воды в почвах происходит под действием силы тяжести и рассасывающей способности вогнутых менисков тонких капилляров и пор. Капиллярно-подвешенная вода постепенно рассасывается в стороны и главным образом в нисходящем направлении из крупных камер, пор и капилляров в тонкие. Сложная сетка вогнутых менисков на верхних и нижних концах почвенных капилляров удерживает подвешенную воду в висячем состоянии в толще почвы. Поскольку мениски меньших пор и капилляров обладают большей всасывающей силой, происходит медленное рассасывание капиллярно-подвешенной воды во все стороны. Однако основным направлением распространения капиллярно-подвешенной воды будет нисходящее.

Если поступление воды (атмосферной, поливной и т. д.) с поверхности превосходит несущую силу всех менисков почвы, то происходит сброс избыточной свободной гравитационной воды вниз. Испарение воды с поверхности или потребление ее корнями растений сопровождается передвижением части капиллярно-подвешенной воды из крупных пор и капилляров в более тонкие, с постепенным общим иссушением почвы.

Поскольку сосущая сила вогнутых менисков тонких пор и капилляров больше, чем крупных, при испарении капиллярно-подвешенной воды постепенно происходит отсасывание влаги из крупных камер, пор и капилляров и перемещение ее в поверхностные горизонты почвы.

По исследованиям А. А. Роде и его сотрудников в лаборатории и в полевых условиях, в случае отсутствия растительного покрова при испарении возвращается к поверхности почв примерно $^2/_3$ объема капиллярно-подвешенной воды, поступившей в почву. Поскольку капиллярно-подвешенная вода способна возвращаться в пахотный слой из глубины 70—100—150 *см*, ее восходящее движение при испарении может явиться причиной перераспределения легкорастворимых солей, находящихся в подпочвенных горизонтах. Такие явления наблюдались при орошении почв в пустынях Сахары и Центральной Азии.

Опасность засоления орошаемых почв капиллярно-подвешенной водой, вследствие переувлажнения почв и распространения при поливах капиллярно-подвешенной воды до глубины солеиосных горизонтов, систематически подчеркивалась в работах В. Р. Вильямса и Л. П. Розова. Засоления пахотных горизонтов орошаемых почв в этих случаях можно вполне избежать, если при установлении поливных норм учитывать эту опасность. Рыхление почв, поддержание их структурного состояния значительно ослабляют скорость передвижения капиллярно-подвешенной воды при испарении к поверхности. Незатененность, бесструктурность и распыленность почв, наоборот, способствуют увеличению движения капиллярно-подвешенной воды к поверхности.

Способы воздействия на движение капиллярной воды. В практике земледелия возникают различные проблемы регулирования режима капиллярной воды в почвах. В целях борьбы с потерей воды из почвы на испарение, а также для предупреждения засоления орошаемых почв необходимо систематически применять комплекс мероприятий, направ-

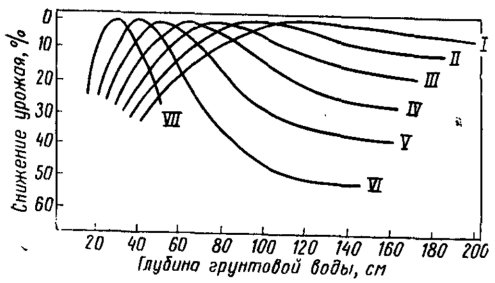


Рис. 7. Связь между снижением урожая и уровнем грунтовых вод в вегетационный период на осушенных почвах Нидерландов (Visser, 1959; Wesseling, 1960)

I — тяжелые глинистые почвы;
II, III, IV, V — ряд суглинистых почв возрастающей облегченности;
VI — легкие (песчаные) почвы;
VII — торфяинстые почвы

ленных на уменьшение восходящего движения почвенно-грунтовых вод по капиллярам к поверхности.

Агротехническими приемами уменьшения высоты и скорости капиллярного движения воды к поверхности почвы при орошении являются мероприятия, предложенные В. Р. Вильямсом для улучшения структуры почвы (многолетние травы в правильном севообороте, рациональная обработка почвы). В этом же направлении действуют мульчирование почв, структурообразующие полимерные препараты и гидрофобные вещества, вносимые в почвы.

Всемерное снижение уровня соленых грунтовых вод и предупреждение его подъема до критической глубины (уменьшение фильтрации воды в ирригационной сети, жесткая водная дисциплина) также являются важнейшим способом уменьшения скорости и количества воды, капиллярно передвигающейся к поверхности почвы. В некоторых случаях в практике орошаемого земледелия, наоборот, целесообразно сохранить поступление капиллярной воды в пахотный горизонт почвы и учесть это дополнительное грунтовое питание растений при разработке поливных режимов. Это необходимо в тех случаях, когда близко расположенная от поверхности грунтовая вода (1—2,5 *м*) не засолена, а является сравнительно маломинерализованной (1—3 *г/л*). Поступление капиллярной воды в поверхностные горизонты почвы позволяет при этом значительно уменьшить число поливов за вегетационный период, а в некоторых случаях и полностью отказаться от них (каирное неполивное земледелие на террасах Сырдарьи и Амударьи при пресных грунтовых водах, земледелие в Хорезме на опресненных грунтовых водах).

Необходимость сохранения достаточно быстрого поступления капиллярной воды в поверхностные горизонты почвы должна учитываться также и при осушительных мелиорациях, чтобы не допустить пересушивания ранее заболоченных почв. Осушительные мелиорации должны быть направлены на то, чтобы отвести только избыточные воды. Осушительные каналы и дрены не должны закладываться глубоко в грунтовые воды. Это необходимо для сохранения систематического быстрого поступления пресной капиллярной воды грунтового происхождения в поверхностный корнеобитаемый слой почвы, благодаря чему на осушенных землях поддерживается как бы подпочвенное орошение. Нидерланды, Бельгия, Швеция и Финляндия широко пользуются этим приемом. В Нидерландах установлены и нормы осушения с учетом этого явления (рис. 7).

Наоборот, при коренных мелиорациях и освоении солончаков возникает задача отрыва пахотных горизонтов почв от капиллярной каймы и снижения уровня соленых грунтовых вод на такую глубину, с которой

минерализованные растворы капиллярно-подпертой воды не смогут быстро доходить до корнеобитаемых слоев почвы. В этих случаях приходится закладывать дренирующие каналы с таким расчетом, чтобы удерживать грунтовые воды несколько ниже (на 20—30 *см*) их критического уровня.

Наконец, в отдельных случаях возможны мероприятия, направленные на усиление и увеличение капиллярного передвижения воды в почвах. Так, после посевов рекомендуется укатка поверхности поля специальными катками для улучшения контакта семян с почвой, для подачи капиллярной воды к семенам, что необходимо для их набухания и дружных всходов. После укатки поле должно быть прооброновано для ослабления испарения влаги с поверхности.

Тщательные поливы по бороздам, подпочвенное орошение из пластмассовых трубок также основаны на стремлении подавать капиллярную воду к корням растений с минимальным образованием гравитационной воды.

ДВИЖЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННОЙ ВОДЫ

Появление в почвенных горизонтах воды в количестве, превышающем их водоудерживающую способность, сопровождается образованием свободной гравитационной воды, которая передвигается под влиянием силы тяжести в нисходящем или боковом направлении. При интенсивном притоке свободной воды на поверхность почвы наблюдаются два явления: впитывание влаги и поверхностный сток воды. Поверхностный сток выражен тем сильнее, чем меньше водопроницаемость почв, чем они влажнее, слабее растительный покров и больше уклон местности. Смыв почвы и вынос растворимых веществ — прямое следствие поверхностного стока гравитационной воды. Если почва при поступлении на нее с поверхности воды была относительно сухой, то первоначально превалирует впитывание гравитационной воды в почву. Впитывание вызывается совокупным воздействием силы тяжести, капиллярного и пленочного рассасывания воды. Поэтому впитывание направлено не только в нисходящем направлении, но частично и в стороны от места появления свободной воды.

Если почва имеет большую трещиноватость и крупную некапиллярную скважность, то, кроме впитывания, происходит «провал» свободной гравитационной воды вниз (турбулентная водопроницаемость). В тех случаях, когда свободная вода заполняет полностью скважность почвы и гравитационная вода движется сплошным равномерным потоком через толщу почвенных горизонтов, наступает фильтрация. В реальной природе впитывание, «провал» и фильтрация воды в почве протекают параллельно. В практике земледелия чаще всего сталкиваются с явлением впитывания, а в практике мелиорации, кроме того, и с фильтрацией.

Движение гравитационной воды в нисходящем направлении зависит от разнообразных факторов и обстоятельств.

В случае сухости почв и грунтов с поверхности начало фильтрации задерживается, поскольку значительная часть воды расходуется на смачивание почвы, набухание коллоидов и создание между частицами почвы оболочки пленочной и капиллярной воды. Лишь после того, как влажность почвы достигнет величины капиллярной (наименьшей) влагоемкости, появляется свободная гравитационная вода и процесс нисходя-

щего движения воды ускоряется. Во влажной почве нисходящее движение новых порций гравитационной воды, естественно, протекает полнее, поскольку исключается расход влаги на смачивание, на пленочное и капиллярное рассасывание. В сухих почвах задержка фильтрации в момент увлажнения с поверхности (при дождях, поливах и промывках) может быть вызвана воздухом, заполняющим свободную скважность в нижних горизонтах. Известны случаи применения специальных отдушин для облегчения доступа ливневых вод в дрены. При проведении промывок солончаков с целью удаления солей необходимо перемежать промываемые и непромываемые полосы для того, чтобы почвенный воздух свободно вытеснился промывной водой. В противном случае эффективность промывной воды сильно снижается.

Чем тяжелее механический состав почв, тем более медленное движение гравитационной воды они обусловливают в бесструктурном состоянии. Тяжелые бесструктурные монтмориллонитовые глины, скважность которых представлена тонкокапиллярными порами, занятыми в основном пленкой физически связанной воды, практически совершенно водонепроницаемы, они задерживают нисходящий ток и накапливают «верховодку». В суглинках и песках, естественно, движение гравитационной воды протекает быстрее. Водоустойчивая структурность почв способствует более быстрому движению гравитационной воды. Даже тяжелые глины, но обладающие более или менее выраженной структурностью, имеют удовлетворительную водопроницаемость. О значении структуры в водопроницаемости почв можно судить по данным табл. 12.

Таблица 12

Зависимость водопроницаемости от структуры горизонта А черноземных почв

(Бараков, 1898)

Угодье	Водопроницаемость, %			Угодье	Водопроницаемость, %		
	1-е сутки	2-е сутки	3-и сутки		1-е сутки	2-е сутки	3-и сутки
Целина	100	63	35	Поле убранного овса	20	13	10
Залежь	104	65	39				
Под лесом	75	54	34	Поле убранной ржи	3	1,5	1
Черный пар	52	59	32				

Значение структуры в водопроницаемости необходимо учитывать при орошении почв. Нарезка борозд на полях перед поливом пропашных разрыхляет пахотный горизонт почвы, оструктуривает его и обеспечивает увеличение водопроницаемости в момент полива. Без этих предварительных мероприятий водопроницаемость может оказаться настолько низкой, что полив чрезмерно растягивается, а вода теряется на испарение.

Водопроницаемость серозема на поле хлопчатника значительно ниже, чем на поле люцерны. Чтобы вместить 1000 *м*^{3}/*га* поливной воды в толщу орошаемого серозема на хлопковом поле, не хватает даже 16 час., в то время как на поле люцерны для этого достаточно 3 час.

Движение гравитационной воды в значительной степени зависит также от состава поглощенных почвой обменных катионов. Катионы, коагулирующие почвенные коллоиды, например кальций, способствуют увели-

чению водопроницаемости и скорости движения гравитационной воды. Обменные щелочи, особенно натрий, способствуя интенсивному набуханию почвенных коллоидов и их гидратации, снижают водопроницаемость и движение гравитационной воды. В солонцовых почвах уменьшение водопроницаемости под влиянием поглощенного натрия связано с уменьшением свободного объема пор за счет гидратации коллоидов. Присутствие большого количества легкорастворимых солей вызывает коагуляцию глинистых и коллоидальных частиц и их дегидратацию. Вследствие этого соленосные почвы и грунты обычно имеют повышенную водопроницаемость.

Однако по мере выщелачивания легкорастворимых солей на солеиосного грунта и почвы коагулированность глинисто-коллоидальной фракции сменяется процессами ее пептизации, и водопроницаемость промытых соленосных безгипсовых грунтов начинает резко снижаться. Это явление было установлено для заволжских шоколадных глин, засоленных большими количествами хлористого натрия.

Присутствие в почвах бикарбонатов и карбонатов щелочей предопределяет их низкую водопроницаемость. Почвы даже слабого содового засоления слабо пропускают гравитационную воду и иногда водонепроницаемы. Однако при отмывании солей из почв и грунтов, содержащих гипс (что типично для почв хлоридно-сульфатного засоления), водопроницаемость не снижается, так как кальций гипса полностью насыщает почвенные коллоиды, что поддерживает их коагулированность.

На водопроницаемости может сказываться также и деятельность микроорганизмов. Агрегирование глинисто-коллоидальной фракции почв под влиянием деятельности микроорганизмов может способствовать увеличению водопроницаемости и скорости движения гравитационной воды. Анаэробные процессы, сопровождающиеся минерализацией органических веществ, распадом агрегатов и восстановлением ряда соединений, способствуют уменьшению водопроницаемости.

Лабораторными и полевыми экспериментами Грузинского научно-исследовательского института установлено, что искусственное оглеение почвенной массы резко уменьшает фильтрацию воды в земляных каналах.

Коэффициент впитывания характеризует скорость поступления воды в сухую почву с поверхности в единицу времени на единицу площади. Коэффициент впитывания необходим при оценке роли дождей, при разработке режимов орошения, расчете поливной нормы, продолжительности поливов, для расчета величины поливной струи.

Коэффициент впитывания находится в большой зависимости от свойств почв, агротехнического состояния, мощности пахотного горизонта и влажности почв, и в зависимости от механического состава грунтов колеблется в следующих пределах:

Глины тяжелые	0,1—0,5	*см/час*	10—50	*м³/га/час*
Глины средние	1—5	»	100—500	»
Суглинки	5—10	»	500—1000	»
Супеси пылеватые	10—15	»	1000—1500	»
Пески	>20	»	>2000	»

Коэффициент впитывания изменяется в процессе самого впитывания. Наибольшая величина его наблюдается в начале поступления воды на сухую почву. По мере насыщения почвы водой, по мере ее набухания и разрушения структурных отдельностей, эта величина снижается. Если

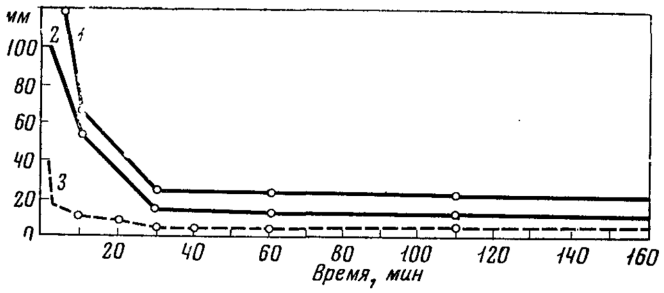


Рис. 8. Впитывание и фильтрация

1, 2 — черноземы,
3 — солонцеватый серозем

продолжается поступление гравитационной воды, то процесс впитывания постепенно переходит в процесс фильтрации (рис. 8). Обычно коэффициент фильтрации в десятки раз меньше, чем коэффициент впитывания.

Коэффициент фильтрации представляет собой скорость движения гравитационной воды в водонасыщенном почвогрунте в единицу времени через единицу поверхности, выраженную в *см/сек* или в *м/сутки*. Данные о коэффициенте фильтрации необходимы при расчете вероятных потерь воды на фильтрацию в водоемах, ирригационной сети, при расчете промывок почвы, дренажных устройств и т. д.

Коэффициент фильтрации зависит от типа и водно-физических свойств почвенных горизонтов, их механического состава и агрегированности. Коэффициент фильтрации слоистой почвы зависит от фильтрационных свойств наименее водопроницаемого горизонта. Данный коэффициент, как и коэффициент впитывания, является динамическим признаком. Для основных гранулометрических групп грунтов можно привести следующие средние величины коэффициентов фильтрации:

Тяжелые солонцовые глины	10^{-7}—10^{-8}	*см/сек*	Супесь	10^{-3}—10^{-4}	*см/сек*
Глины	10^{-5}—10^{-6}	»	Пески	10^{-2}—10^{-3}	»
Суглинки	10^{-4}—10^{-5}	»	Гравий	0,1—0,5	»
			Галечники	0,5—1,5	»

Оптимальной водопроницаемостью почв, с точки зрения орошения, следует считать величину 1000—1500 *м³/га/час*. При меньших величинах поливы затруднены. Величины порядка 2000—3000 *м³/га/час* поведут к потерям поливной воды, подъему грунтовых вод и заболачиванию (табл. 13). В этих случаях ирригационные каналы должны быть покрыты гидроизоляционными экранами.

Значение гравитационной воды в почвообразовании. Движение гравитационной воды, особенно в фазе фильтрации, имеет громадное значение в почвообразовании. Ввиду нисходящей направленности движения гравитационной воды она является мощным фактором выщелачивания, транспорта и переотложения растворенных и взвешенных продуктов почвообразования и выветривания. Господство в водном режиме почв процессов фильтрации и бокового внутрипочвенного оттока гравитационной воды создает так называемый элювиальный, промывной тип водного и вещественного баланса в почвах.

Если поступление свободной воды в почву опережает явления фильтрации и если сток свободной воды по условиям рельефа (уклоны) начинает приобретать существенные размеры, то происходит смыв и

Таблица 13

Мелиоративная оценка водопроницаемостн почв и грунтов

Водопроницаемость		Примечания
м³/га/час	степень	
<100—200	Низкая	Опасность сильной эрозии
300—500	Удовлетворительная	Опасность слабой эрозии
500—1000	Хорошая	—
1000—1500	Оптимальная	—
2000—3000	Высокая	Опасность подтопления и заболачивания
>5000	Очень высокая	То же

перенос поверхностными водами продуктов выветривания и почвообразования, складывается эрозионно-элювиальный тип баланса воды и веществ.

Роль фильтрации воды в водном хозяйстве. Фильтрация гравитационной воды, поступление ее в почвенно-грунтовые воды с подъемом уровня последних к поверхности, широко распространена в орошаемом земледелии и является одной из главных причин процесса вторичного заболачивания и засоления орошаемых почв. Недостаточное внимание к тщательности бороздковых поливов, поливы затоплением без нормирования воды приводят к тому, что на орошаемых полях допускаются поливные нормы, на 100—200% превышающие полевую влагоемкость почвы. Подача воды дождевальными машинами в больших количествах (3—4 *мм/мин*) приводит к тому, что поле практически затопляется водой (2,4 тыс. *м³/га/час*), которая бесполезно стекает в понижения и фильтруется в глубину.

Другим источником гравитационных вод является фильтрация воды в сети ирригационных каналов, которые в большинстве не имеют облицовки. Вследствие колоссальной протяженности ирригационной сети в орошаемых районах и большой продолжительности ее работы в течение вегетационного периода в конечном счете теряется до 50—60% воды, поступающей через головное сооружение. Эти 50—60% всей получаемой системой ирригационной воды, фильтруясь в нисходящем направлении, наслаиваются на грунтовые воды, питая и поднимая уровень последних.

Большие количества свободной гравитационной воды образуются в ирригационных системах вследствие различного рода аварий на ирригационных каналах и сооружениях вследствие сброса избыточной воды на дороги и в различные понижения.

Рис обычно возделывается при постоянном затоплении и потребляет в течение вегетации 15 000—20 000, а иногда 30 000—40 000 *м³* воды на 1 *га*. Естественно, что при этом также образуются громадные количества сбросной и фильтрующейся гравитационной воды, поднимающей грунтовые воды.

Появление в ирригационной системе большого количества гравитационной воды, питающей грунтовые воды, совершенно недопустимо вследствие прямой опасности подъема уровня грунтовых вод, развития заболачивания и засоления почв.

Способы снижения фильтрации гравитационной воды. Отрицательное влияние фильтрующейся воды в орошаемом хозяйстве требует осуществления систематических мероприятий по уменьшению фильтрации и поступлений свободной воды в грунтовые воды. Наибольшее значение при этом должно иметь плановое нормированное водораспределение и водопользование в ирригационных системах. Это возможно лишь тогда, когда оросительная система оснащена водомерными устройствами и автоматическими приборами, исключающими возможность избыточного водозабора с последующей фильтрацией излишних вод в почву. Высококачественные тщательные поливы, рассчитанные для незасоленных почв по дефициту влажности до полевой влагоемкости, являются другим условием уменьшения потерь воды на фильтрацию. Для этого необходимы систематические наблюдения за влажностью почв и состоянием растений.

Кроме этих повсеместно полезных мероприятий, фильтрация гравитационной воды должна быть исключена или по возможности уменьшена также в самой ирригационной сети. Это может быть достигнуто применением различных антифильтрационных экранов на крупных каналах и переводом распределительных каналов на лотки и трубопроводы.

Возделывание культуры риса с подтоплением земли при современных методах полива должно постепенно переводиться на прерывистые поливы, когда оросительные нормы можно будет уменьшить в 1,5—2 раза.

Повышение фильтрационных свойств пахотного и подпахотного горизонта. В практике земледелия и водного хозяйства бывают случаи, когда необходимо повысить водопроницаемость почв. В одних случаях это необходимо для улучшения качества поливов тяжелых бесструктурных почв. В других случаях повышение водопроницаемости почв необходимо временно для проведения успешных промывок засоленных почв при их освоении.

Повышение водопроницаемости почв и увеличение скорости движения свободной гравитационной воды могут достигаться как агротехническими, так и коренными мелиоративными приемами. Агротехнические методы повышения водопроницаемости почв заключаются в глубокой вспашке почв с применением почвоуглубителя, культуры многолетних трав в севообороте, специальных орудий, рыхлящих подпахотный горизонт (чизель, панбрекер и др.).

В бесструктурных почвах Средней Азии и Закавказья, а также и в черноземах юга Русской равнины через 10—20 лет поливной культуры образуется плотный малопроницаемый для воды, воздуха и корней подпахотный горизонт. Объемный вес уплотненного подпахотного горизонта значительно выше, чем пахотного, его скважность на 5—15% снижена, фильтрационная способность в 2—3 раза меньше, чем в пахотном горизонте. Подпахотный горизонт также вывает обогащен коллоидальными веществами и подвижным кремнеземом (табл. 14).

Образование подобного подпахотного горизонта резко снижает плодородие орошаемых почв и ухудшает их общий режим. Поливная вода не в состоянии проникнуть в подпочвенные горизонты, корневая система хлопчатника и свеклы деформируется и остается только в пределах верхней части пахотного горизонта. Урожай сельскохозяйственных растений на почвах с уплотненным подпахотным горизонтом сильно снижается.

Разрушение уплотненного подпахотного горизонта достигается применением почвоуглубителя при вспашке и особенно чизелеванием на глу-

Таблица 14

Свойства подпахотного уплотненного горизонта в поливных сероземах Голодной степи

Горизонт	Глубина, *см*	Объемный вес	Скважность, %	Фильтрация, *м/сутки*	Содержание фракции <0,2 *мк*, %	Содержание коллоидной SiO_2, %
Пахотный	0—25	1,35	43—45	0,10—0,12	7—8	3,8—4,2
Подпахотный	25—45	1,60	30—40	0,03—0,04	11—1	5,6
Подпочвенный	45—100	1,25	54	0,4—1,0	7—8	4,3

бину 30—40 *см*. Культура люцерны в течение 3—4 лет в севообороте является также хорошим средством разрушения плотного подпахотного горизонта.

А. Ф. Большаков и В. А. Ковда (1937) для аналогичных целей предложили и разработали плантажный метод мелиорации гипсоносных хлоридно-сульфатных солонцов, а затем (Ковда, Кузнецова, 1956) и такыров. Плантаж солонцов и такыров приводит к уничтожению плотного непроницаемого и обычно щелочного горизонта.

В подзолистых почвах влажных субтропиков Черноморского побережья Кавказа часто возникают водонепроницаемые железистые так называемые ортштейновые горизонты на глубине 40—50, а иногда 70—100 *см*. Эти горизонты задерживают нисходящий ток гравитационных вод от атмосферных осадков, способствуют развитию заболачивания и ухудшению плодородия почв, что отзывается на культуре чая и других ценных растениях.

Для увеличения водопроницаемости ортштейновых горизонтов и улучшения заболоченных тяжелых глинистых почв северо-западных областей с успехом применяется кротовый дренаж.

В. П. Бушинский (1942) предложил для повышения плодородия подзолистых почв северных лесных областей СССР так называемую коренную переделку почвы, основанную на глубоком (до 50—70 *см*) плантаже с разрушением иллювиально-ортштейнового горизонта и перемешиванием его с поверхностными горизонтами. Это приводит к улучшению водно-физических свойств и, в частности, к повышению водопроницаемости почвы.

ИСПАРЕНИЕ ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ

Одним из главнейших факторов водного режима почв является процесс испарения влаги. Испарение воды из почвы протекает при любой температуре, возрастая с увеличением температуры и сухости воздуха. Испарение воды из почвы происходит преимущественно с ее поверхности, однако в почвах, имеющих влажность меньше максимальной гигроскопичности, испарение происходит и внутри почвенных и грунтовых горизонтов. Скорость внутрипочвенного испарения воды значительно меньшая, чем с поверхности почв. Глубокая трещиноватость почв способствует усилению внутрипочвенного испарения.

Неровности рельефа и поверхности почвы способствуют также увеличению расхода влаги на испарение. Удаление парообразной воды под

влиянием ветра увеличивает скорость испарения. Скорость испарения всегда тем бо́льшая, чем выше влажность почвы. Поэтому в условиях степи, полупустынь и пустынь, если поддерживается высокая влажность почв (путем орошения или от грунтовых вод), величина фактического испарения достигает высоких величин:

Лесостепь	до 400—500	*мм/год*
Степь	до 600—800	»
Полупустыня	до 800—1000	»
Пустыня	до 1500—2500	»

В орошаемых почвах поливы, поддерживая высокую влажность, наряду с близкими к поверхности грунтовыми водами способствуют чрезвычайно большому расходу почвенной воды на испарение. Суммарное испарение (включая транспирацию) почвенно-грунтовых вод в орошаемых районах Средней Азии достигает 15—20 тыс. $м^3/га$ (Ферганская долина, долина р. Вахш). Наибольший расход воды на испарение имеет место в первые часы и дни после полива. В июле и августе непосредственно после полива может испариться 70—100 $м^3/га$ в день.

Если принять испарение воды в 1-й день после полива за 100%, то уменьшение интенсивности испарения выразится следующим рядом цифр:

1-й день	100 %
2-й день	70—90 %
3—4-й день	40—70 %
5—6-й день	40—20 %

Испарение воды из почв в земледелии является процессом, в высшей степени отрицательным, так как создает недостаток влаги для развития сельскохозяйственных растений, вызывает их угнетение и даже гибель. В условиях орошаемых почв испарение влаги из почвы приводит к бесполезной трате воды, на получение и доставку которой к полю затрачено много средств и усилий. Потери воды на испарение из почвы заставляют увеличивать число поливов и приводят к дополнительной загрузке ирригационной системы и рабочего персонала. Самое же главное заключается в том, что господство процессов испарения сопровождается накоплением избытка легкорастворимых солей в пахотном горизонте, образованием засоленных почв и потерей ими плодородия. Поэтому одной из основных задач земледелия является систематическое применение мероприятий по уменьшению испарения воды из почвы.

Приемы уменьшения испарения влаги из почвы. Создание ветрозащитных лесных полос на полях, рыхление почвы и увеличение в ней некапиллярной скважности и агрегированности являются древнейшими способами борьбы с бесполезным испарением влаги. Мульчирование почвы рыхлым материалом, отражающим свет и тепло (белым), или не проницаемым для водяных паров (бумажным, пластмассовым) покровом способствует уменьшению испарения и сохранению в ней влаги.

В этом же направлении действуют гидрофобные добавки и поверхностно-активные вещества, нарушающие капиллярно-менисковые системы в почве. Все эти приемы уменьшения процессов испарения влаги из почв все больше внедряются в практику современного земледелия. Этими способами возможно сохранить в почвах до 50—100 *мм* физиологически доступной воды; а это значит, что бо́льший урожай растений можно получать в степях и лесостепях без строительства дорогих оро-

сительных сооружений. Столь же важно бороться с испарением влаги и в орошаемых почвах.

Борьбу с бесполезной тратой воды на испарение необходимо начинать уже при производстве поливов. Это должно достигаться максимально возможным уменьшением числа поливов и уменьшением их продолжительности. Уменьшение продолжительности поливов возможно в том случае, если агрофизические свойства пахотного и подпахотного горионтов почвы достаточно благоприятны, т. е. почвы обладают водоустойчивой структурой, повышенной некапиллярной скважностью и удовлетворительной водопроницаемостью. Структурность почвы и повышенная некапиллярная скважность будут способствовать уменьшению числа поливов.

Исключительно большое значение в борбе с испарением имеет своевременное и тщательное рыхление почвы после полива, что может быть иллюстрировано данными Е. Петрова (табл. 15).

Таблица 15

Потери воды орошаемым полем из 2-метрового слоя, *м³/га*

Обработка	Дни после полива				Обработка	Дни после полива			
	3-й	7-й	24-й	30-й		3-й	7-й	24-й	30-й
Пар					Хлопчатник				
без рыхления	682	1192	1500	1500	без рыхления	—	1213	1500	1500
с рыхлением	662	872	1231	1301	с рыхлением	—	791	1338	1448

В борьбе с испарением воды из почвы велика также роль растительного покрова. Под пологом люцерны и хлопчатника температура воздуха обычно на 1—3° ниже, чем на открытой пашне. Влажность воздуха в приземном слое сильно повышена, а в некоторых случаях близка к точке росы (95—100%). Благодаря этому при хорошем травостое люцерны или в случае густого покрова хорошо развитого хлопчатника непосредственное испарение влаги с поверхности почвы значительно снижено. Этому способствует также и притеняющее влияние растительного покрова.

Еще больше косвенная роль растительного покрова в уменьшении процессов испарения влаги с поверхности почвы. Сельскохозяйственные растения и древесные насаждения транспирируют большое количество воды — 10—15 тыс. *м³/га*. Вследствие этого под их пологом обычно влажность почвы значительно уменьшается, уровень грунтовых вод снижается на 0,5—1 *м*, и транспорт капиллярной воды к поверхности замедляется. В итоге процесс испарения влаги почвой замещается биологическим испарением — транспирацией почвенной воды через листву растений.

В числе планомерных мероприятий по уменьшению испарения почвенной влаги с поверхности почвы обязательно должны быть многолетние травы в севообороте (улучшение структуры, притенение, ослабление испарения, снижение уровня грунтовых вод) и древесные полосные насаждения вдоль ирригационных каналов, дорог и на усадьбах (ветрозащитная роль, снятие капиллярной воды, биологическое снижение уровня грунтовых вод).

ТРАНСПИРАЦИЯ ВОДЫ ИЗ ПОЧВЫ РАСТЕНИЯМИ

Транспирацией называется потребление растением воды на жизненные процессы, рост и образование тканей. Транспирационный коэффициент растений, т. е. количество воды в граммах, необходимое на синтез 1 *г* сухого органического вещества, колеблется для сельскохозяйственных растений в пределах 300—700, иногда опускаясь до 100, а в отдельных случаях возрастая до 2000. Средний транспирационный коэффициент равен для:

зерновых	400—500
сахарной свеклы	260—400
хлопчатника	350—600
люцерны	1000—1100

Величина транспирационного коэффициента зависит от условий, в которых произрастает растение. Обеспеченность растения питательными веществами, благоприятные агрофизические свойства почвы способствуют значительному уменьшению транспирационных коэффициентов.

Общее повышение урожая сопровождается относительным уменьшением величины транспирационного коэффициента. Повышение температуры, а также избыточное содержание влаги в почвах, наоборот, способствуют повышенной транспирации воды растениями и как бы снижению ее эффективности.

В обычной полевой обстановке транспирация сочетается с прямым испарением воды из почвы. Поэтому в практике водного хозяйства употребляется выражение «суммарное испарение», или «эвапотранспирация», под которым понимается общий расход воды из почвы на транспирацию растениями и на испарение в собственном смысле слова. В среднем за теплый сезон года грубо можно считать, что транспирация составляет примерно 50—60% суммарного испарения. Это видно из данных табл. 16.

Таблица 16

Суммарное испарение и транспирация почвенных вод на поле хлопчатника (*м*³/*га*/*сутки*)

Месяц	Суммарное испарение на поле хлопчатника	Испарение на участке без растительности	Транспирация
Июнь	48	28	20
Июль	170	80	90
Август	145	70	75
Сентябрь	34	28	6

Транспирационная деятельность растительного покрова имеет большое влияние на направление почвенных процессов, особенно солевого режима. Способствуя уменьшению испарения воды из почвы и ослаблению процессов накопления солей с поверхности почвы, транспирационная деятельность растений вместе с тем имеет большое мелиоративное значение.

Мелиоративное значение транспирации. Транспирационная деятельность растений при их хорошем развитии и достаточной густоте покро-

ва может способствовать сильному снижению уровня грунтовых вод и ослаблению процессов заболачивания и засоления орошаемых почв. О суммарном расходе почвенно-грунтовых вод на испарение и транспирацию можно судить по следующим данным: 1 *га* поля в Средней Азии расходует на суммарное испарение под покровом ($м^3/год$):

растительности перелогов	5 000— 8 000
хорошего хлопчатника	10 000—12 000
хорошей густой люцерны	15 000—20 000

Из этих данных видно, что хлопчатник и особенно люцерна транспирируют громадные количества воды из почвы, что сопровождается значительным снижением уровня грунтовых вод. Многократными наблюдениями установлено, что на полях люцерны 2—3-го года вегетации уровень грунтовых вод на 50—100 *см* ниже, чем на аналогичных полях хлопчатника.

Культура трав в севообороте, таким образом, способствует поддержанию грунтовых вод на более низком уровне, ослаблению процессов испарения и, следовательно, соленакопления.

Искусственные древесные насаждения в орошаемых районах и вдоль каналов транспирируют в год не менее 10—12 тыс. $м^3/га$, соответственно снижая уровень грунтовых вод и ослабляя тем самым соленакопление. Повышая влажность окружающего воздуха, задерживая скорость движения ветра, полосные лесные насаждения вдоль ирригационных каналов, дорог и на усадьбах смягчают климат орошаемого оазиса.

Окончание вегетации сельскохозяйственных растений во второй половине лета и осени сопровождается прекращением транспирации, ослаблением притененности поля и относительным увеличением расхода почвенно-грунтовых вод на испарение. Это способствует тому, что в результате господства процессов испарения орошаемые почвы в течение осеннего времени очень сильно засоляются. В странах мусонного климата с сухой зимой такое явление протекает особенно интенсивно. Для борьбы с ним также может быть использована транспирационная деятельность растений. В этих целях в условиях теплого климата Азии и Африки необходимо на орошаемых полях применять возделывание повторных культур или круглогодовую вегетацию растений, создающих после уборки основного растения «повторный» биологический покров. Этот биологический покров продолжает транспирировать почвенно-грунтовые воды, ослабляет и не допускает поверхностное испарение, сопровождающееся засолением почв. В качестве повторных культур целесообразно применять кукурузу, озимые зерновые, озимые зернобобовые, люцерну осеннего посева и т. п.

Умелое использование процессов транспирации дает дополнительную продукцию и помогает существенно снижать уровень грунтовых вод, ослаблять капиллярное восходящее движение солей, уменьшать поверхностное испарение и в конечном счете ослаблять процессы засоления орошаемых почв.

ДИНАМИКА И БАЛАНС ГРУНТОВЫХ ВОД

Многие почвы земного шара испытывают в настоящее время или испытали в относительно недавнем геологическом прошлом прямое влияние грунтовых вод (гидроморфные и палеогидроморфные почвы). Присутствие или отсутствие грунтовых вод в пределах гумусового и корнеобитаемого горизонтов и в подстилающей породе является важнейшим критерием оценки водного режима почв, их природных и производственных свойств. Буровая скважина, почвенный разрез или дренажная траншея, заложенные в водоносный горизонт, вскрывают грунтовые воды, уровень которых устанавливается на определенной высоте. При этом от почвы отделяется гравитационная свободная вода. В толще почвы над «зеркалом» грунтовой воды прослеживается капиллярная кайма высотой 1—3 *м*, выше которой в почве имеется лишь пленочная и гигроскопическая влага.

Грунтовая вода водоносного горизонта может быть временной, сезонной («висячая верховодка»), образовавшейся вследствие инфильтрации ливневой, снеговой или поливной воды и задержки ее над малопроницаемым «водоупорным» горизонтом. В странах равнинного рельефа и резкого преобладания осадков над испарением (влажные тропики, области морского климата умеренного пояса, влажные области умеренного и холодного пояса) близкие к поверхности грунтовые воды являются продуктом инфильтрации атмосферных осадков и накопления гравитационной воды. Обычно сезонная верховодка в таких условиях сочетается с основным постоянным горизонтом грунтовых вод, который лежит на региональном водоупоре.

Движение верховодки связано с местным рельефом. Постоянный же поток грунтовых вод направлен по общему уклону территории и в сторону врезанной сети долин. Близкая к поверхности грунтовая вода на многих пространствах является продуктом выклинивания постоянно существующего грунтового потока, приходящего со стороны области питания (горы, русла рек, крупные водоемы, каналы) в долину или дельту, в низменность или депрессию.

Постоянный близкий к поверхности водоносный горизонт может сформироваться вследствие разгрузки восходящих напорных подземных вод в долинах, низменностях или впадинах, лежащих в местах тектонических разломов, сдвигов, трещин. Нередко в последних случаях

грунтовые воды выходят на больших пространствах на поверхность, образуя так называемые зоны выклинивания, «карасу», полосу озер или болот, сеть грифонов, источников, а иногда грязевых вулканов.

В общем виде можно считать, что грунтовые воды не оказывают на почвообразование и растительность никакого влияния, если их уровень лежит на глубинах больше 10—12 *м*. В этих условиях они расходуются главным образом на отток.

Ландшафты с глубокими грунтовыми водами называются элювиальными автоморфными или автономными. Это обычно водоразделы и высокие террасы глубоких долин, предгорные равнины (пьедмонты), высокие рассеченные равнинные плато. Водный режим распространенных здесь почв можно назвать автоморфно-промывным. Эти названия отражают господство в почвах процессов инфильтрации воды, выщелачивания и выноса (сквозного или частичного).

При меньших глубинах грунтовых вод (порядка 7—10 *м*) уже может наблюдаться некоторое влияние их на почвообразование. Корни растений травянистых и древесных в состоянии потреблять маломинерализованные грунтовые воды с этих глубин и производить дополнительную биомассу на поверхности. Это усиливает аккумуляцию биофильных элементов и органических веществ в почве. В этом проявляется косвенное влияние грунтовых вод на почвообразование через растительный покров.

При глубинах грунтовых вод 4—7 *м* в нижней части почвенного профиля появляются восходящие пленочно-капиллярные растворы, из которых в почву переходят в осадок некоторые растворенные компоненты. Здесь уже имеет место прямое геохимическое влияние грунтовых вод на почвообразование. Постоянный приток влаги, кроме того, обеспечивает пышное развитие растительного покрова и усиление аккумуляции биофильных элементов. Почвообразование и почвы приобретают характер мезогидроморфных. Ландшафты этого типа и развитые на них почвы являются частично элювиальными, т. е. промывными, транзитными для растворимых соединений и вместе с тем аккумулятивными (накопительными) для малорастворимых соединений (карбонатов кальция, гидроокислов железа и марганца) и таких биофильных элементов, как фосфор, сера, углерод, азот, йод, медь. Черные почвы влажных саванн, прерий, лугов и луговых степей являются типичными представителями этой группы почв.

При небольших глубинах грунтовых вод (1—3 *м*) капиллярная вода активно участвует в жизни растений, в почвообразовательном процессе и геохимической аккумуляции. Приходящая со стороны грунтовая вода в основном расходуется через капиллярную кайму на испарение и транспирацию, хотя часть грунтовых вод может уходить с подземным оттоком, если существует естественный дренаж. Принесенные грунтовой водой растворенные соединения интенсивно накапливаются в почве, водоносном горизонте и в грунтовой воде. Режим и баланс грунтовых вод приобретают испарительный характер.

В геохимическом отношении ландшафты такого типа являются аккумулятивными, а почвы — гидроморфно-аккумулятивными, часто засоленными. Следует, однако, различать распространенные в природе случаи, когда грунтовые воды близки к поверхности (1—2 *м*), но их циркуляция очень активна и отток их велик. Такие условия складываются в областях достаточного количества атмосферных осадков и наличия проницаемых галечниковых и песчаных прослоев, подстилающих нижние

горизонты почв. Баланс грунтовых вод и почв может быть определен в этих условиях как гидроморфно-промывной. Обычно это темные глеево-луговые гумусированные почвы или глеево-подзолистые почвы низких дренированных равнин.

Как можно судить из предыдущего, в динамике грунтовых вод решающее значение приобретает соотношение атмосферного увлажнения, притока, оттока и испарения грунтовых вод. Соотношение прихода и расхода влаги и особенно соотношение таких статей расхода грунтовых вод, как их отток, транспирация и испарение, являются наиболее существенными для понимания и оценки роли грунтовых вод в геохимических, почвообразовательных и мелиоративных процессах.

ЭЛЕМЕНТЫ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД

Оценивая роль грунтовых вод в почвообразовательных процессах, необходимо иметь в виду, что грунтовые воды имели свою историю формирования и их баланс складывался по-разному в различные отрезки времени в прошлом. Следует различать в почвах и ландшафтах те признаки, которые были оставлены прошлой деятельностью грунтовых вод (палеогидроморфные почвы). Столь же важно различать признаки современного гидроморфизма, связанного с особенностями современного баланса грунтовых вод и его ролью в современном почвообразовании.

Необходимо различать следующие главные формы баланса грунтовых вод (Ковда, 1946, 1966):

1) вековой, имеющий геологическую продолжительность и связанный с формированием геоморфологии местности;

2) периодический, обычно охватывающий отрезки времени порядка 11—25 лет и связанный с периодичностью в активности Солнца и выпадении осадков;

3) годичный, укладывающийся в годовой гидрологический цикл территории;

4) межполивной, охватывающий короткие отрезки времени между поливами.

Здесь мы рассмотрим основные особенности режима грунтовых вод годичного цикла.

Обозначим все формы питания грунтовых вод индексом I. Все виды расхода грунтовых вод в дальнейшем обозначим индексом Q. Простейшими типами годового баланса грунтовых вод будут следующие три:

а) компенсированный, когда приход компенсируется расходом, $I=Q$;

б) положительно декомпенсированный, когда приход превышает расход, $I>Q$;

в) отрицательно декомпенсированный, когда расход превышает приход, $I<Q$.

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

Процессы почвообразования и, в частности, солевой баланс территорий, имеющих один из трех основных типов баланса грунтовых вод, со-

вершенно различны. Основные различия зависят, как отмечено выше, от характера элементов, слагающих приходные и расходные статьи баланса грунтовых вод.

Важнейшие составные элементы питания грунтовых вод I следующие.

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

В условиях орошаемой территории отмеченные элементы питания грунтовых вод сохраняют полностью свое значение; дополнительную важную роль играют: инфильтрация в ирригационных каналах — I_{inc}, инфильтрация из водохранилищ — I_{sip}, инфильтрация на поливных и промывных полях — I_{iR}, инфильтрация избыточных сбросных вод — I_w.

Важнейшие составные элементы расхода грунтовых вод следующие.

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

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

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

Пренебрегая некоторыми статьями прихода и расхода (конденсация, усвоение организмами, сорбция и т. д.), баланс грунтовых вод можно выразить следующими индексами:

для неорошаемых территорий:

$$I_R + I_{in} + I_{gw} + I_{aw} \gtrless Q_{gw} + Q_t + Q_e,$$

для орошаемых территорий:

$$I_R + I_{in} + I_{gw} + I_{aw} + I_{inc} + I_{sip} + I_{iR} + I_w \gtrless Q_{gw} + Q_t + Q_e + Q_d.$$

Катастрофические явления засоления орошаемых почв или их заболачивания в большинстве связаны с резкой декомпенсацией баланса грунтовых вод, вызванной строительством водохранилищ и оросительных каналов в земляных необлицованных выемках.

Количественной оценке элементов баланса грунтовых вод неорошаемых и орошаемых территорий засушливых зон посвящена огромная литература на различных языках. Подробная информация по этому вопросу дана в монографиях автора (1946, 1947, 1966в). Здесь мы лишь кратко охарактеризуем количественные пределы некоторых статей баланса грунтовых вод.

Поступления в грунтовые воды

Инфильтрация атмосферных осадков. Одним из наиболее универсальных источников питания грунтовых вод являются атмосферные осадки и их инфильтрация. Чем суше климат, тем меньше значение этого фактора. И, наоборот, во влажных климатах морского, муссонного, тропического типа этот фактор приобретает очень большое значение.

Инфильтрация через русло рек. Речные артерии могут терять значительные объемы воды на фильтрацию и питание грунтовых вод прилегающих территорий. Чем более проницаемы породы, слагающие русло и долины рек, тем инфильтрация будет относительно большей. В условиях сухих дельт и конусов выносов в Средней Азии питание грунтовых вод за счет фильтрации через русло рек может достигать 40—80 *м*³/*сек*. В дельте р. Мургаб питание грунтовых вод из реки составляет ежегодно до 20 *мм* (С. Л. Миркин, устное сообщение). В дельте Куры — Аракса ежегодный приток инфильтрационных вод составляет до 150 *мм* (Егоров, 1954). Прямое питающее влияние рек Сырдарья и Амударья в стороны прослеживается на расстоянии 5—7 *км* от русел. В косвенной форме питающее влияние Амударьи сказывается на десятки километров (Кунин, 1959). Подсчитано, что каждый гектар дельты Амударьи получает ежегодно до 400—500 *м*³ воды за счет инфильтрации из русла реки.

Инфильтрационные поступления через ирригационную сеть. При транспорте ирригационной воды через сеть оросительных каналов, не имеющих надежной противофильтрационной изоляции, большие объемы оросительной воды теряются на фильтрацию. В зависимости от проницаемости грунтов, а также от объемов и скорости движения подаваемой воды, технического состояния каналов потери на фильтрацию в них могут составлять от 30 до 60% объема воды, поступающей в главные водозаборные сооружения. Поэтому на орошаемых территориях динамика уровня и химизм грунтовых вод теснейшим образом связаны с инфильтрацией воды в каналах.

Размеры общегодовых поступлений инфильтрационных вод через каналы в водоносные горизонты в различных условиях колеблются от 240 до 700 *мм*, т. е. от 2400 до 7000 *м*³/*га*.

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

Существенным источником питания грунтовых вод является иногда инфильтрация дренажных вод из переполненных и заросших водоотводящих коллекторов.

Влияние инфильтрации из водохранилищ. Там, где сооружаются в речных долинах большие водохранилища, неизбежно происходит круглогодовая фильтрация вод с постепенным распространением на все бóльшие массивы окружающей территории. Небольшие водохранилища за несколько лет могут вызвать подъем грунтовых вод на расстоянии 250—300 *м*. Влияние крупных водохранилищ, построенных на больших реках, подобных Волге, Днепру, Дону, может распространяться на десятки километров, вызывая региональный подъем уровня грунтовых вод на больших территориях.

Поступления от оросительных вод на полях. Каждый полив доставляет на поле не менее 800—1000 *м*³/*га* воды, т. е. слой, равный 80—100 *мм*. Нередко на поля подается значительно большее количество оросительной воды — до 1500—2000 *м*³/*га*. Существующие в реальной прак-

тике хозяйства нормы поливов превышают в два, а иногда в три раза водоудерживающую способность почвы. В итоге за вегетационный период на питание грунтовых вод избыточными поливными водами может уходить до 10—15%, а иногда и до 20% объема воды, поступающей в главное водозаборное сооружение. В тех случаях, когда орошение осуществлено из закрытых трубопроводов методами малоинтенсивного дождевания, потери поливной воды на фильтрацию на полях будут наименьшими. Однако многие растения нуждаются в таких больших объемах оросительной воды, которые не могут быть обеспечены методами дождевания. Например, при орошении риса практикуются оросительные нормы воды не менее 20 тыс. *м*³/*га* и часто 40—60 тыс. *м*³/*га*. Орошение риса является мощным источником поступления фильтрационных вод в водоносные горизонты, что вызывает весьма резкое повышение уровня грунтовой воды на полях и прилегающих территориях.

Когда для целей мелиорации засоленных почв приходится производить промывку солей из почвы, на поля также подаются объемы воды, намного превышающие водоудерживающую способность почвы, например 7—15 тыс. *м*³/*га*. В данном случае при помощи искусственно вызванной инфильтрации специально вымываются соли из верхних горизонтов почвы в грунтовые воды. Естественно, что при этом происходит интенсивное питание грунтовых вод и повышение их уровня.

Влияние избыточных сбросных вод. В тех случаях, когда плановое водопользование практически не ведется, оросительные системы забирают воды значительно больше реальных потребностей. Каналы используются круглый год для хозяйственного водоснабжения, для водопоя и т. д. Неиспользованная вода сбрасывается на пустующие пониженные территории оросительных систем. Во всех этих случаях, хотя часть сбросных вод испаряется, основные массы их пополняют запасы грунтовых вод на окружающей территории.

Поступления от паводковых и приливных вод. Как известно, большинство рек земного шара имеет периодические разливы, затопляющие не только пойменную террасу долины, но иногда и обширные пространства первой и второй террас. В предгорных равнинах Средней Азии, в областях муссонного климата Приамурья, Индии и Пакистана наблюдаются грандиозные разливы и наводнения, вызываемые стоком рек. Иногда это может вызывать повышение уровня грунтовых вод и заболачивание обширных пространств на период до 2—3 лет, пока не произойдут их постепенное испарение и отток.

Морские приливы, достигающие 5—12 *м*, регулярно внедряясь в устья рек и на береговые низменности, являются могущественным источником питания грунтовых вод (и солевых запасов) приморской суши. До 40 *км* в глубь суши, например, прослеживается влияние приливов Желтого моря.

Поступления с боковым притоком. Боковое движение грунтовых вод отличается значительно меньшими скоростями, чем движение поверхностных вод на склонах или в реках. Тем не менее в результате геологической длительности движения подземных вод боковой приток их имеет большое значение в балансе грунтовых вод и в геохимических последствиях для почв. В гравелистных и галечниковых породах скорость движения грунтового потока может достигать 50—60 *м/сутки*. В таких условиях приток практически равен оттоку, и поэтому обычно засоление самих грунтовых вод и почв произойти не может. Растворимые соли легко уносятся грунтовым потоком. Но суглинистые и глинистые грунты

обладают малыми скоростями движения грунтового потока, порядка 1 *м/сутки*, а во многих случаях лишь нескольких метров в год. В таких условиях боковой приток подземных вод со стороны соседнего водоносного горизонта или района может вызвать значительное накопление подземных вод, повышение их уровня, заболачивание и засоление почв. Существующие подсчеты применительно к условиям Кавказа и Средней Азии показывают, что боковой приток грунтовых вод из соседних районов может достигать в год 50—60 *мм*, а иногда 100—150 *мм*. Так как минерализация грунтовых вод в десятки и сотни раз выше, чем минерализация речных вод, то, несмотря на малые объемы приходящих вод, боковой приток может быть весьма грозным фактором накопления легкорастворимых токсических солей.

Восходящий приток из глубоких горизонтов. В специфических условиях рельефа (межгорные долины, депрессии, периферия предгорных равнин и т. д.) большое значение в питании почвенно-грунтовых вод принадлежит восходящему притоку из глубин порядка десятков и сотен метров. Во многих случаях грунтовые воды обладают напором. При этом существует, хотя и слабое, но непрерывное восходящее движение подземных вод.

Уровень грунтовых вод в почвах, амплитуда их сезонного колебания и химизм в таких условиях теснейшим образом зависят от притока и испарения глубинных напорных вод. Прямыми и косвенными методами было установлено, что в некоторых районах Голодной степи в Узбекистане ежегодное напорное питание почвенно-грунтовых вод составляет величину порядка 100 *мм*. По отношению ко всем остальным статьям прихода в балансе грунтовых вод это достигает в Голодной степи 20—30% общего притока (Крылов, 1959). Районы, затронутые в большей или меньшей степени притоком восходящих напорных вод, могут подвергаться интенсивному заболачиванию и засолению, с которыми бороться довольно сложно.

Сравнивая геохимическое значение вод разного происхождения в притоке легкорастворимых солей в почвы, необходимо отметить, что атмосферные осадки приносят с собой весьма мало растворимых соединений. Речные воды, как правило, вносят в почвы и грунтовые воды заметное количество легкорастворимых солей. Наиболее решающим фактором в притоке и перераспределении легкорастворимых солей в почвах являются поступления, связанные с водами глубинного происхождения и приливов.

Подземный боковой отток грунтовых вод

Подземный отток грунтовых вод составляет одну из важнейших статей расходной части их баланса. Если боковой подземный отток покрывает весь или большую часть притока грунтовых вод, то этот тип баланса называется компенсированным оттоком (отточный). Такой тип баланса грунтовых вод может быть выражен индексом: $I = Q_{gw}$. Для территорий, отличающихся этим типом баланса грунтовых вод, характерны процессы выноса, выщелачивания, транзита продуктов выветривания и почвообразования. Этот тип баланса грунтовых вод складывается в следующих случаях.

Случай глубокого залегания уровня грунтовых вод. Когда грунтовые воды залегают на глубине большей, чем потенциальная высота капиллярного поднятия (глубже 7—12 *м*), испарения грунтовых вод через

почву практически не происходит. Глубокий уровень грунтовых вод может вызываться либо сухостью климата, либо высокой степенью естественной дренированности местности благодаря проницаемости грунтов и наличию развитой врезанной гидрографической сети. Такие условия могут наблюдаться на высоких древних террасах, водоразделах, предгорных равнинах. Если испарение грунтовых вод не имеет места и если отток в большей или меньшей мере компенсирует их подземный приток, то активное накопление вторичных соединений в почвах отсутствует, а господствуют процессы рассоления, выщелачивания, выноса. И это тем сильнее выражено, чем больше на местности выпадает атмосферных осадков.

Случай высокой проницаемости водоносного горизонта. В тех случаях, когда водоносный горизонт сложен гравием или песками, обладающими высоким коэффициентом фильтрации, даже при близком (как и при глубоком) уровне залегания грунтовых вод циркуляция последних настолько интенсивна, что отток грунтовых вод практически полностью покрывает их приток. Такие условия могут складываться на конусах выносов в предгорных равнинах, на хорошо дренированных аллювиальных равнинах, на пойменных террасах рек. В этих случаях будут формироваться высокоплодородные незасоленные влажные луговые почвы, в которых могут накапливаться из грунтовых вод лишь относительно малорастворимые соединения кремнезема, полуторные окислы, карбонаты кальция.

Расход грунтовых вод на подземный отток тем больше, чем выше естественная водопроницаемость водоносных грунтов; об этом можно судить по следующим данным:

	Водопроницаемость
Галечники	30—50 *м/сутки*
Щебень и гравий	20—30 » »
Крупнозернистые пески	10—15 » »
Мелкозернистые пески	3—5 » »
Лёссовидные суглинки	0,2—1 » »
Глины	1—2 *м/год*
Тяжелые пластические глины	0

По нашим расчетам (1946), вероятный сток грунтовых вод в русло р. Сырдарья на территории Голодной степи составлял крайне малую величину, примерно 600—900 *м*^{3}*/год*.

Несравненно выше величина оттока грунтовых вод в другом орошаемом районе советской Средней Азии — в бассейне р. Зеравшан. Здесь, по подсчетам В. Л. Шульц (1950), в сторону реки происходит непрерывный интенсивный отток грунтовых вод, полностью компенсирующий все формы их притока и питания,— 50 *м*^{3}*/сек*. Это связано с тем, что бассейн р. Зеравшан в его среднем течении сложен галечниками и песками, которые перекрыты высокопроницаемыми лёссами. Известно, что эта территория за тысячелетнюю историю никогда не подвергалась вторичному засолению или заболачиванию. К этому же типу территорий относится Ташкентский орошаемый оазис.

Декомпенсация грунтовых вод. Декомпенсация режима грунтовых вод может быть вызвана резким увеличением их прихода по сравнению с расходом или значительным уменьшением их стока. Иногда это связано с природными явлениями векового характера или крупными гидротехническими сооружениями. Так, медленное опускание морских бере-

гов Нидерландов ухудшает сток грунтовых вод вследствие нарастающего их подпора со стороны моря. Этот процесс способствует развитию заболачивания, что вынуждает к интенсификации осушительных работ.

Медленное погружение Тамбовской низменности способствует поддержанию в современную эпоху высокого уровня грунтовых вод на этой равнине.

Сооружение исполинских водохранилищ, подобных Каховскому, Волжским, создает декомпенсацию режима грунтовых вод путем инфильтрации очень больших объемов воды. На значительных пространствах за декомпенсацией следует заболачивание, а в засушливом климате и засоление почв. На оросительных системах вследствие фильтрации воды из каналов и на полях (особенно поливного риса) очень часто также наступает декомпенсация режима грунтовых вод, их подъем, заболачивание и засоление почв.

Во всех этих случаях декомпенсация вызывается тем, что приход грунтовых вод значительно превышает их отток, т. е. $I > Q$. Процесс декомпенсации через ряд лет обычно сменяется постепенным наступлением компенсации.

С повышением уровня грунтовых вод возрастают их испарение и транспирация, увеличиваются их напор и отток, что выравнивает соотношение прихода и расхода: $I = Q$. Однако после этого почвообразовательный процесс коренным образом меняется.

Таким образом, декомпенсация баланса грунтовых вод является грозным признаком опасности заболачивания и засоления почв. В таких случаях требуются срочные меры по уменьшению питания грунтовых вод и строительству искусственного дренажа.

Случай строительства дренажа. Для того чтобы усилить отток грунтовых вод в целях ликвидации процессов заболачивания и засоления, строится сеть дрен, что вызывает декомпенсацию. Дренаж увеличивает отток и циркуляцию грунтовых вод с постепенным снижением их уровня. В конечном итоге приток грунтовых вод будет компенсирован искусственным дренажным оттоком. Как показывают наблюдения, произведенные в различных условиях, в среднем отток грунтовых вод в дренаж составляет 0,4—0,7 *л/сек*, иногда дренажный отток достигает 1—2 *л/сек*.

Дренажные воды всегда более минерализованы, чем речные или дождевые. Поэтому дренаж всегда вызывает вынос из почвы геохимически подвижных веществ, питательных элементов, солей, коллоидных соединений.

Расход грунтовых вод на испарение

Столь же важной статьей баланса грунтовых вод является их расход на испарение. Однако геохимическое значение испарения в балансе грунтовых вод совершенно противоположно значению подземного оттока. Баланс веществ территории, где господствует испарительный тип режима грунтовых вод, направлен в сторону накопления геохимически подвижных соединений в почвах, в водоносном горизонте и грунтовой воде. Если в расходных статьях баланса грунтовых вод испарение занимает главное место и практически полностью покрывает приток подземных вод, то в этом случае баланс грунтовых вод также относится к компенсированному типу. Но фактором компенсации в данном случае будет уже не подземный отток грунтовых вод, а испарение их через капилляр-

ную кайму. Этот тип баланса грунтовых вод может быть выражен индексом $I = Q_e$.

Независимо от того, будет ли питание грунтовых вод обеспечиваться боковым притоком или снизу под влиянием гидростатического давления и восходящего проникновения глубинных напорных вод, расход грунтовых вод преимущественно на испарение сопровождается ростом их минерализации, обогащением грунта новообразованиями и засолением почвенного профиля. Если капиллярная кайма выклинивается на поверхность, соленакопление происходит в наиболее резко выраженной форме с образованием солончаков. При железистых водах накапливаются ортштейновые прослои, а при жестких грунтовых водах образуются известковые и гипсовые горизонты.

Интенсивность испарения грунтовых вод, как уже отмечено, тем выше, чем ближе их уровень к поверхности, чем выше капиллярная проводимость грунта и чем суше климат. Общая картина зависимости интенсивности испарения грунтовых вод от глубины их уровня и сухости климата дана в табл. 17.

Таблица 17

Величины возможного расхода грунтовых вод на испарение в связи с их глубиной и сухостью климата*

Глубина уровня грунтовых вод, *м*	Расход грунтовых вод на испарение (*м³/га*) при испаряемости (*мм*)						
	2000	1800	1500	1200	1000	800	500
0,0	20 000	18 000	15 000	12 000	10 000	8 000	5000
0,5	10 000	9 000	7 500	6 000	5 000	4 000	2500
1,0	5 000	4 500	3 750	3 000	2 500	2 000	1200
1,5	2 500	2 000	1 800	1 500	1 200	1 000	600
2,0	1 200	1 000	900	700	600	500	0
2,5	600	500	0	0	0	0	0
3,0	300	0	0	0	0	0	0

* Использованы данные С. Л. Миркина (1957).

Так как скорость и объем капиллярно-передвигающейся воды к поверхности возрастают с повышением уровня грунтовых вод, то и величина расхода воды из почвы на испарение будет также возрастать по мере приближения грунтовых вод к поверхности (рис. 9).

Наоборот, при увеличении глубины залегания грунтовых вод до 150—170 *см* в Западной Сибири и до 270—300 *см* в Средней Азии вследствие значительного замедления скорости капиллярного передвижения грунтовые воды на испарение расходуются в крайне малой степени

В пустынях, где почвы и грунты просушены до воздушно-сухого состояния на несколько метров, испарение грунтовых вод за счет диффузии паров, смены давления и температур продолжается и с глубин 10—20 *м*, но уже с ничтожной скоростью. Это вековое испарение имеет определенное геохимическое значение, хотя непосредственного мелиоративного значения это и не имеет.

Размеры и скорость испарения зависят от механического состава и структуры почв, покрывающих горизонт грунтовых вод. Чем тяжелее

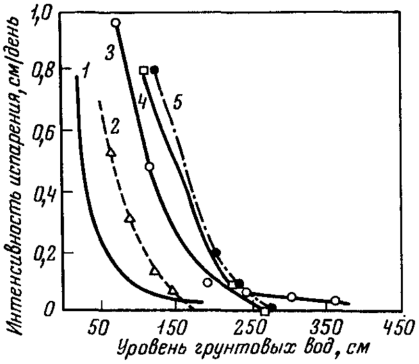


Рис. 9. Зависимость интенсивности испарения грунтовых вод от их уровня (Ковда, 1946; Talsma, 1963)

1 — Нидерланды;
2 — Барабинская низменность (СССР);
3 — Калифорния (США);
4 — Бухара (СССР);
5 — Голодная степь (СССР)

механический состав грунтов и плотнее его сложение, тем при меньшей глубине грунтовые воды начинают расходоваться на испарение; это видно из следующих данных:

	Глубина, *м*
Среднеазиатские лёссы	3,5—4
» суглинки	2,5—3
Ферганские тяжелые суглинки	1,5—2
Муганские слоистые суглинки	2,5—3
Южномуганские тяжелые глины	1,2—2

Глубину залегания минерализованных грунтовых вод, при которой значительные количества капиллярной влаги быстро достигают поверхностных горизонтов и вызывают вследствие испарения заметное засоление орошаемых почв, Б. Б. Полынов (1930) назвал критической глубиной. Практически значимые в орошаемом земледелии величины критической глубины залегания соленых грунтовых вод (>10—15 *г/л*) можно представить из следующих данных:

Грунт	Критическая глубина, *м*	Грунт	Критическая глубина, *м*
Пески крупные и средние	0,4—0,5	Суглинки средние	2,5—3,0
Пески мелкие пылеватые	0,5—0,8	Лёссы и лёссовидные суглинки	2,7—3,5
Супеси тонкие	0,8—1,2	Суглинки тяжелые	2,0—2,5
Суглинки пылеватые	1,2—2,5	Глины тяжелые	1,5—2,0

Критическая глубина уровня минерализованных грунтовых вод всегда меньше, чем потенциальная высота поднятия капиллярного раствора от зеркала грунтовых вод и глубина начала их испарения. Это объясняется опресняющим влиянием атмосферных осадков и особенно поливов, которые сбрасывают солевые капиллярные растворы вниз и вызывают опреснение верхнего горизонта почвы.

Нужно иметь в виду, что по мере возрастания концентрации грунтовых вод растет их вязкость и уменьшается скорость их расхода на испарение. Если грунтовые воды с концентрацией порядка 3—10 *г/л* испаряются практически с той же интенсивностью, как и обычные речные воды с концентрацией 0,2 *г/л*, то интенсивность испарения растворов с концентрацией 30 или 50 *г/л* уменьшается в тех же условиях на 10—15%, а с концентрацией 70—100 *г/л* — на 50—60%. При концентрации растворов 200—300 *г/л* их испарение происходит лишь в наиболее сухое время

года и часто сопровождается обратной конденсацией атмосферных паров и разжижением раствора. Это необычайно важное явление в геохимии процессов соленакопления объясняет, почему параллельно с ростом минерализации грунтовых вод и засоленностью почв происходит неизбежное и ничем не сдерживаемое приближение соленых грунтовых вод к поверхности.

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

Расход грунтовых вод на транспирацию

Важнейшей статьей баланса грунтовых вод, с точки зрения сельскохозяйственного производства и получения урожая культурных растений, является их расход на транспирацию.

Расход подземных вод на отток не участвует в формировании урожая, но и не является потерей для человека, так как воды подземного стока могут поступать в реки и в оросительные каналы и, следовательно, их можно повторно использовать для орошения.

Расход грунтовых вод на испарение является, с практической точки зрения, потерей полезных вод для хозяйства, так как испарившиеся воды не участвуют в формировании урожая.

Расход грунтовых вод на транспирацию — процесс продуктивный, так как при этом грунтовые воды используются растениями для формирования их урожая. Без расхода почвенных вод на транспирацию не был бы возможен фотосинтез, т. е. не был бы возможен основной механизм производства растительного органического материала.

Глубина, с которой растения могут использовать грунтовые и капиллярные воды на транспирацию, в весьма большой степени зависит от природы самих растений. Некоторые деревья мощной корневой системой используют грунтовые воды, залегающие даже на глубинах порядка 20—30 *м*; свекла, хлопчатник, люцерна в состоянии использовать грунтовые воды с глубин 2—3 *м*. В среднем считается, что для кустарников и древесной растительности недоступны и почти не используются грунтовые воды с глубин более 10—12 *м*.

Расход грунтовых вод на транспирацию зависит также от степени их минерализации. В общем виде чем более концентрированы грунтовые воды, тем меньше их физиологическая ценность и тем меньше они могут быть использованы растениями для роста и формирования урожая. Оптимальная концентрация грунтовых вод — 0,5—3 *г/л* (если они не содовые). Грунтовые воды, имеющие концентрацию более 12—15 *г/л*, вызывают угнетение сельскохозяйственных растений и мало используются ими. Исключение составляют галофиты, которые используют рассолы с концентрацией 30—50 *г/л*.

Если в балансе грунтовых вод транспирация является основным фактором, регулирующим их расход, то этот тип баланса можно обозначить следующим индексом: $I = Q_t$. Такой тип баланса грунтовых вод складывается под покровом луговых трав или галерейных (долинных) лесов на речных террасах. В природе расходы грунтовых вод на испарение и на транспирацию теснейшим образом сочетаются и их трудно расчленить.

Как бы ни был развит растительный покров, все же какая-то часть поверхности может оставаться незакрытой и какая-то доля почвенно-грунтовых вод будет израсходована не на транспирацию, а на испарение.

Задача сельскохозяйственного производства и, в частности, орошаемого земледелия заключается в том, чтобы всемерно ослабить расход грунтовых вод на испарение, предоставив большее количество влаги в распоряжение растений для формирования урожая. Чем преснее грунтовые воды и выше их уровень, тем большей при благоприятной температуре будет относительная доля их участия в формировании урожая растений. Интересны в этом отношении наблюдения, полученные на больших лизиметрах и опытных площадках в Средней Азии. При глубине залегания опресненных грунтовых вод порядка 2—3 *м* общее водопотребление хлопчатника и люцерны на 10—30% удовлетворяется за счет грунтовых вод. При глубине грунтовых вод около 2 *м* доля их в общем водопотреблении хлопчатника и люцерны составляет 45—60%, а при глубине порядка 1 *м* — увеличивается до 70—85%. По существу, в этих случаях имеет место подземное орошение почв, или субирригация.

Ограничивающим фактором использования грунтовых вод для субирригации является их засоленность. Пресные грунтовые воды с содержанием солей не более 3 *г/л* — превосходный материал для водопотребления всеми культурными растениями, поэтому мелиорация засоленных почв включает не только задачу рассоления почвенных горизонтов, но и обязательное опреснение грунтовых вод.

Как отмечено выше, расход грунтовых вод на испарение сопровождается ростом засоленности почвы и увеличением минерализации самих грунтовых вод. Возникает вопрос, имеют ли место процессы геохимического накопления при расходе грунтовых вод на транспирацию. На этот вопрос надо ответить утвердительно. Транспирация не прекращает, а усиливает общий процесс концентрирования грунтовых вод и геохимического накопления соединений, находящихся в грунтовых водах, включая и соли. Однако при господстве испарения соленакопление развивается в верхних слоях почвы. При господстве транспирации концентрирование солей и других соединений происходит во всей корнеобитаемой толще почвы и главным образом в капиллярной кайме водоносного горизонта, откуда идет потребление влаги корнями растений. Благодаря транспирации ослабляется соленакопление в верхних культурных горизонтах почвы. Если существует хотя бы слабый искусственный или естественный дренаж, то грунтовые воды выносят накопляющиеся соли в дрены.

Таким образом, расход грунтовых вод на транспирацию является не только необходимым с точки зрения формирования урожая, но и играет известную профилактическую роль в предупреждении явлений засоления почв. Этим объясняется необходимость в орошаемых условиях иметь поля с мощным зеленым покровом культурных растений и целесообразно распределенную сеть древесных насаждений.

Сходные явления наблюдаются и в других климатических условиях. Так, очень часто на лугах черноземных степей наблюдается аккумуляция конкреций углекислого кальция в виде чехликов и трубок вокруг корешков трав. В заболоченных луговых почвах влажных тропиков и умеренного пояса в горизонте контакта корней и капиллярной каймы образуются массовые скопления конкреций окислов железа и марганца. Соединения железа, марганца образуют трубочки или чехлики вокруг корешков.

Однако решающее значение в конечном характере геохимического баланса территории принадлежит соотношению суммарного испарения и

оттока грунтовых вод. Подземный сток, испарение и транспирация грунтовых вод сочетаются между собой в разных соотношениях. Можно различать несколько типов сочетания оттока, испарения и транспирации в расходной части баланса:

1) преобладает расход грунтовых вод на отток, а испарение их и транспирация занимают подчиненное место; в этом случае процессы геохимического накопления, как правило, не выражены; наоборот, преобладают процессы выноса. Это промывной гидроморфный режим, когда формируются кислые гидроморфные почвы;

2) преобладает расход на транспирацию, а сток и испарение занимают подчиненное место; при этом формируются луговые ожелезненные, иногда карбонатные или слабо засоленные почвы;

3) преобладает испарение, а сток и транспирация грунтовых вод занимают подчиненное место; этот тип режима грунтовых вод называется гидроморфным испарительным; он сопровождается интенсивным засолением почв и самих грунтовых вод.

ТИПЫ БАЛАНСА ГРУНТОВЫХ ВОД ЗАСУШЛИВЫХ РАЙОНОВ

На основе анализа условий питания и расхода грунтовых вод мы дали в 1946 г. классификацию типов баланса грунтовых вод с точки зрения понимания процессов формирования засоленных почв и рекомендаций мелиоративных мероприятий по их рассолению. Последующие годы показали, что этот принцип целесообразно распространить и на незасоленные почвы. Следует различать следующие важнейшие особенности в динамике и балансе грунтовых вод:

1) компенсированы или декомпенсированы приходные статьи годового цикла грунтовых вод расходными статьями;

2) какие ведущие факторы или группа ведущих факторов определяют составные элементы и знак баланса грунтовых вод;

3) какие элементы расходной части баланса грунтовых вод преобладают и, в частности, каково соотношение расходов грунтовых вод на отток и суммарное испарение. Исходя из этих положений, нами было предложено установить для условий СССР следующие основные типы баланса грунтовых вод:

установившийся компенсированный,
неустановившийся положительно декомпенсированный,
неустановившийся отрицательно декомпенсированный.

Учет существования этих основных типов баланса грунтовых вод удовлетворительно объясняет процессы гидроморфного почвообразования естественного и вторичного засоления и заболачивания, а также явления выноса и геохимической аккумуляции веществ при почвообразовании. Кроме того, эти типы баланса грунтовых вод помогают лучше формулировать задачи водных мелиораций.

Установившийся компенсированный (циклический) тип

Данный тип баланса грунтовых вод слагается в таких условиях, когда суммарный ежегодный приток грунтовых вод более или менее полностью компенсируется суммарным ежегодным расходом. В этом случае $I=Q$. При подобном составе баланса грунтовых вод их запас из года в год остается в пределах небольших ежегодных колебаний стабильным. Сезонная динамика уровня грунтовых вод воспроизводится каждый год с

отклонениями, вызываемыми лишь различиями метеорологических условий. Как отмечено выше, грунтовая вода может расходоваться в основном на подземный сток, транспирацию или испарение с тем или иным сочетанием этих статей. Соответственно необходимо выделить следующие подтипы:

а) компенсированный подземным стоком — $I = Q_{gw}$. Этот подтип баланса грунтовых вод формируется на хорошо дренированных территориях с глубокими грунтовыми водами. Почвы таких территорий находятся на той или иной стадии естественного выщелачивания;

б) компенсированный подземным стоком и транспирацией — $I = Q_{gw} + Q_t$. Для территорий, имеющих этот подтип баланса грунтовых вод, характерно их залегание на глубинах 2—5 *м* и меньше, вследствие чего к оттоку прибавляется их расход на транспирацию. Типичны луговые плодородные почвы, мало затронутые процессами засоления, исключая накопление извести, гипса. Иногда возможно накопление соды или сернокислого натрия. Грунтовые воды в этом случае в большинстве пресные или слабоминерализованные;

в) компенсированный подземным стоком, транспирацией и испарением — $I = Q_{gw} + Q_t + Q_e$. Этот подтип широко встречается в практике орошаемого земледелия. Благодаря сочетанию оттока и суммарного испарения возможна достаточно высокая устойчивость солевого баланса и плодородия почв. Нередко это достигается строительством развитой глубокой дренажной сети *. Данные табл. 18 иллюстрируют рассматриваемый подтип баланса грунтовых вод восточной части Голодной степи. Почти 50% расходной части баланса грунтовых вод идет на испарение и транспирацию. Естественно, что процессы геохимической аккумуляции и соленакопления столь характерны для Голодной степи;

Таблица 18

Баланс грунтовых вод восточной части Голодной степи
(Решеткина, 1964)

Статья баланса	Среднегодовой расход, *м³/сек*	Расход, млн. *м³/год*	% от суммы за год
Приход			
Подземный приток	40	1260	73,2
Атмосферные осадки	1,7	53	3,45
Ирригационные потери	12,7	400	23,35
Итого:	54,4	1713	100
Расход			
Испарение и транспирация	25,5	803	46,8
Сток к коллекторам (в Сырдарью)	3,2	101	5,9
Сток в Сырдарью (подземный)	21,0	661	38,65
Сток в пустыни Казахской ССР	4,7	148	8,65
Итого:	54,4	1713	100

* В этом случае в правой части равенства добавляется показатель Q_d.

г) компенсированный транспирацией и испарением — $I = Q_e + Q_t$. Этот подтип баланса формируется на территориях недостаточной дренированности, сложенных породами малой проницаемости. Грунтовые воды залегают близко к поверхности — 1,5—3 *м*. Амплитуда их колебания значительная — 50—100 *см*. Минерализация грунтовых вод иногда повышена. В сухом климате почвы отличаются повышенной щелочностью и некоторой засоленностью. При орошении часто происходят интенсивное заболачивание и засоление. При освоении рекомендуется сооружение дренажной сети для понижения уровня грунтовых вод и улучшения их общей циркуляции и оттока;

д) компенсированный испарением — $I = Q_e$. Этот подтип распространен территориально значительно меньше, чем предыдущие. Характерен для бессточных территорий, сложенных малопроницаемыми тяжелыми осадочными породами в дельтах, низменностях, депрессиях, по берегам озер и морей. Грунтовые воды залегают на глубинах 0,5—2 *м*. Амплитуда сезонных колебаний их резкая — до 1,5 *м*. Иногда грунтовые воды выклиниваются на поверхность. Расход грунтовых вод происходит главным образом прямым испарением через почву и капиллярную кайму. Этот ведет за собой интенсивное засоление грунтовых вод и почв. Грунтовые воды обладают минерализацией порядка 40—70 *г/л* и больше. В качестве примера, иллюстрирующего чисто испарительный баланс грунтовых вод, приводим данные М. М. Крылова (табл. 19). Успешное освоение подобных территорий возможно лишь при строительстве глубокого интенсивного дренажа и промывках для снижения уровня и оттока минерализованных солевых рассолов.

Неустановившийся положительно декомпенсированный тип

Ведущим признаком этого типа режима и баланса грунтовых вод является систематическое увеличение их запаса в результате того, что суммарный общегодовой приток грунтовых вод оказывается больше суммарного годового их расхода и не балансируется (не компенсируется)

Таблица 19

Схема расчета баланса орошаемого участка Яз-Яванской степи в Фергане (*мм*)
(Крылов, 1959)

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

последним. Подобный баланс грунтовых вод ведет к увеличению их запаса и к подъему уровня из года в год. Характерно ежегодное повышение уровня максимального и минимального стояния зеркала грунтовых вод. Ежегодный график сезонной динамики уровня грунтовых вод не воспроизводится. Иногда интенсивность общего увеличения запаса грунтовых вод настолько велика, что график динамики уровня приобретает характер ступенчатого или линейного подъема. Положительная декомпенсация может быть связана с разными причинами:

а) увеличением приходных статей,

б) уменьшением расхода грунтовых вод при сохранившемся или увеличенном их притоке.

Декомпенсация баланса грунтовых вод вследствие увеличения их питания (инфильтрация из водохранилищ, каналов и на полях) может сказаться на грунтовых водах, залегающих даже на такой глубине, как 30—40 *м*. По мере приближения уровня грунтовых вод к дневной поверхности при этом будет возрастать их минерализация (вследствие растворения по пути движения солей, находящихся в грунтах), а также будет увеличиваться доля их расхода на испарение, транспирацию и подтопление окружающих территорий.

Когда зеркало грунтовых вод перейдет критическую глубину, интенсивность расхода их на испарение и транспирацию окажется настолько большой, что может наступить вторичная компенсация и уровень грунтовых вод установится на некоторой средней постоянной глубине.

Однако почвы оросительной системы при этом подвергаются интенсивному заболачиванию и вторичному засолению. Формирование в пределах ирригационной системы положительно декомпенсированного типа грунтовых вод, как правило, влечет за собой катастрофические последствия для плодородия почв, состояния дорог, построек и здоровья населения.

Для управления динамикой грунтовых вод и предотвращения опасности формирования этого типа их баланса необходимо всемерное уменьшение приходных статей за счет строительства закрытой оросительной сети, улучшения качества и техники поливов, введения дождевания. Если перечисленных мероприятий оказывается недостаточно, необходимо сооружение развитой дренажно-коллекторной сети или насосных колодцев для организации интенсивного искусственного оттока грунтовых вод и стабилизации их баланса.

Неустановившийся отрицательно декомпенсированный тип

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

Необходимо различать по крайней мере два подтипа:

а) отрицательно декомпенсированный вследствие уменьшения питания грунтовых вод;

б) отрицательно декомпенсированный вследствие улучшения стока.

Так, если в оросительной системе осуществляются мероприятия, направленные на рационализацию использования воды путем планирования и ограничения поливных норм, улучшения технического состояния каналов, введения поливов дождеванием, то источники питания грунтовых вод будут сокращаться, и это приведет к желаемой декомпенсации баланса с общим снижением уровня грунтовых вод. Формирование данного подтипа баланса грунтовых вод чрезвычайно благоприятно для орошаемой территории, так как при этом уменьшается степень заболачивания, уменьшается интенсивность засоления, которое иногда даже сменяется рассолением, повышается общая продуктивность полей.

Данный путь — один из наиболее дешевых способов общего оздоровления орошаемой территории, подвергнувшейся вторичному заболачиванию. Отрицательно декомпенсированный за счет уменьшения питания подтип баланса грунтовых вод со временем переходит в компенсированный тип, поскольку устанавливается новое соотношение между приходом и расходом грунтовых вод. По мере снижения уровня грунтовых вод ослабляется их расходование на испарение и транспирацию, что влечет за собой стабилизацию их залегания на большей глубине.

Подтип отрицательно декомпенсированного режима грунтовых вод вследствие увеличения их подземного оттока является результатом осуществления программы строительства дренажных каналов или откачки грунтовых вод через систему дренажных колодцев. Этот процесс имеет место и в естественных условиях в связи с развитием рассеченного рельефа вследствие поднятия местности и благодаря углублению гидрографической сети при эрозии. Но в основном этот подтип баланса грунтовых вод характерен для территорий орошаемого земледелия, на которых сооружена и интенсивно работает дренажно-коллекторная сеть.

После сооружения дренажно-коллекторной сети баланс грунтовых вод подвергается коренному изменению, так как происходит значительное возрастание расхода грунтовых вод на отток. Даже если условия питания грунтовых вод остаются практически теми же, то увеличение расхода их на отток вызывает общее снижение их уровня, наступающее в течение нескольких лет. Примерами осуществления таких мероприятий являются оросительные системы Бухарского оазиса, долины р. Вахш, Центральной Ферганы. Во всех этих случаях декомпенсация баланса грунтовых вод путем усиления их дренажного оттока прекращала вторичное заболачивание и облегчала ликвидацию засоленности почв. Осушение болотных почв влажных климатов (Колхида, Полесье, Прибалтика) также вызывает на несколько лет отрицательную декомпенсацию режима грунтовых вод. Задачей правильно спроектированных осушительных мелиораций является организация управляемого транспирационного водного режима почв при сохранении субирригации как главной расходной статьи баланса грунтовых вод и при понижении грунтовых вод до оптимального уровня.

Общий анализ имеющегося материала позволяет видеть, что компенсированный тип режима и баланса грунтовых вод характеризуется значительной стабильностью во времени. Декомпенсированные типы (положительно и отрицательно) баланса сравнительно кратковременны, они охватывают промежуток 5—10 лет, после чего в процессе балансирования приходных и расходных статей переходят во вторично компенсированные типы. В заключение этого раздела приводится обзорная таблица главнейших типов режима грунтовых вод применительно к условиям СССР (табл. 20).

Таблица 20

Основные типы режима грунтовых вод и почвообразование

Тип	Подтип	Геоморфологические и гидрогеологические условия	Направление почвенно-геохимических процессов		
			аридный климат	умеренно сухой климат	гумидный климат
Установившийся компенсированный	Компенсированный подземным оттоком	Естественно дренированные высокие равнины и склоны с глубокими подвижными (10 *м*) грунтовыми водами	Медленный транспорт легкорастворимых солей и их вынос	Вынос легкорастворимых и малорастворимых солей	Интенсивный вынос солей, соединений кремнезема и железа, отчасти соединений марганца, алюминия, органических соединеиий; развитие кислотности
	Компенсированный подземным оттоком и транспирацией	Естественно дренированные равнины и склоны с иеглубокими (5—7 *м*) подвижными грунтовыми водами	Признаки аккумуляции легкорастворимых солей в грунтовых водах; накопление карбонатов и сульфатов кальция в грунтах	Вынос легкорастворимых солей; признаки слабой гидрогенной аккумуляции малорастворимых солей в грунтах ($CaCO_3$, $CaMgCO_3$, $CaSO_4$) и вторичных минералов глин и полуторных окислов	Интенсивный вынос всех геохимически подвижных минеральных и органических соединений; признаки гидрогенной аккумуляции в грунтах вторичных минералов глин и полуторных окислов; развитие кислотности
	Компенсированный подземным оттоком, транспирацией и испарением	Недостаточно дренированные территории; орошаемые массивы со слаборазвитым дренажем	Заметные явления накопления легкорастворимых солей, гипса, карбонатов кальция в грунтах и почвах	Аккумуляция карбонатов кальция и магния, гипса; развитие слитости за счет гидрогенного минералообразования	Вынос геохимически подвижных соединений; гидрогенная аккумуляция окислов железа, марганца — глинных минералов; образование хардпена и слитых горизонтов
	Компенсированный транспирацией и испарением	Малодренированные низменности с близкими (2—4 *м*) малоподвижными грунтовыми водами	Выраженная гидрогенная аккумуляция легкорастворимых солей, гипса, углекислого кальция; слабая аккумуляция соединений кремнезема и полуторных окислов в грунтах	Неполный вынос легкорастворимых солей; случаи содового соленакопления в грунтах и груитовых водах; гидрогенное оглинение и накопление полуторных окислов	Вынос большинства геохимически подвижных соединений (особенно солей, кремнезема); интенсивная гидрогенная аккумуляция окислов железа и марганца (латериты, ортштейны); гидрогенное оглинеиие; торфообразование

	Компенсированный испарением	Естественно бессточные недренированные низменности с застойными близкими (1—2 *м*) к поверхности грунтовыми водами	Интенсивное соленакопление в грунтовых водах, грунтах и почвах; гидрогенная аккумуляция гипса и углекислого кальция, подвижного кремнезема	Частые случаи содового соленакопления в грунтовых водах и почвах; гидрогенная аккумуляция карбонатов кальция, аморфных и окристаллизованных глинных минералов, полуторных осислов	Гидрогенное оглиение и ожелезнение; образование грунтоводных латеритов и железных руд; накопление соединений фосфора; торфообразование
ановившийся кительно де-нсированный	Декомпенсированный увеличением питания грунтовых вод (фильтрация из водохранилищ, каналов, на полях)	Естественно малодренированные равнины; прогрессирующее повышение уровня грунтовых вод	Значительный рост минерализации грунтовых вод по мере повышения их уровня; при достижении грунтовыми водами критической глубины интенсивное и быстро протекающее засоление почв, иногда осложненное заболачиванием больших пространств	Некоторое увеличение минерализации грунтовых вод по мере повышения их уровня; при достижении грунтовыми водами критической глубины начало выраженного содового или сульфатного засоления; резкое ухудшение агрофизических свойств почв и появление слитости; развитие вторичного заболачивания и анаэробных процессов	Интенсивное заболачивание с развитием анаэробных процессов, явлений слитизации почв и их деградации (оглеения, осолодения)
	Декомпенсированный уменьшением оттока грунтовых вод (подтопление со стороны водоприемников; заиленность коллекторно-дренажной сети)	То же	Длительная остаточная засоленность грунтовых вод и почв; резко выраженная реставрация засоленности почв. Нередко ухудшение физических свойств	То же	То же
ановившийся ательно де-нсированный	Декомпенсированный уменьшением питания грунтовых вод (путем гидроизоляции каналов, улучшения водоиспользования)	Естественно малодренированные равнины; прогрессирующее понижение уровня грунтовых вод	При глубинах грунтовых вод в пределах критической и большей — уменьшающееся засоление	Ослабление восстановительных процессов; ослабление и прекращение процессов вторичного засоления; иногда продолжение процессов слитизации и обесструктуривание почв	Вынос сетью осушительных каналов питательных веществ, соединений полуторных окислов и кальция; интенсивное развитие процессов окисления; минерализация органики; иногда развитие сильной кислотности
	Декомпенсированный увеличением оттока грунтовых вод (путем введения дренажа)	То же	Рассоление, нарастающее по мере снижения уровня грунтовых вод и применения промывок и поливов	То же	То же

ТИПЫ ВОДНОГО РЕЖИМА И БАЛАНС ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Общее направление почвообразовательного процесса определяется составом, суммарным балансом и распределением минеральных и органических соединений, формирующих почву. Это, в свою очередь, определяется в большой мере типом водного режима коры выветривания и почв. Поэтому изучение типов водного режима почв дает почвоведу, мелиоратору и агроному возможность глубже понять происхождение почв, факторы, лимитирующие их продуктивность, и разработать приемы устранения этих факторов мерами мелиорации, агротехники, химизации.

Как следует из предыдущего анализа, типы водного режима почв зависят от состава и соотношения приходных и расходных статей в водоносном горизонте и почвенной толще. Причем определяющее значение имеет соотношение притока и оттока влаги, соотношение оттока и испарения, соотношение испарения и транспирации воды из почвы и грунтовой воды. Соотношения этих компонентов, в свою очередь, зависят от условий сухости климата, орографии и геоморфологии местности, условий литологии и дренированности территории, растительного покрова и хозяйственного использования угодий. При этом особенное значение имеет сочетание режима и динамики вод поверхностного стока, собственно почвенной влаги наземного происхождения (включая осадки и поливные воды) и грунтовых вод подземного происхождения.

На основе рассмотренных выше данных можно различать следующие основные типы водных режимов почв, между которыми в природе существует множество переходов (подтипов).

ЭРОЗИОННО-ПРОМЫВНОЙ (СМЫВНОЙ) РЕЖИМ

Этот тип водного режима характерен для склонов холмистых и горных районов. Приходные статьи водного баланса представлены атмосферными осадками (часто снежными) и делювиальным притоком воды с верхних частей склонов. Расходные статьи водного баланса слагаются прежде всего из поверхностного транзитного стока, затем бокового внутрипочвенного стока и частично из инфильтрации в нисходящем направлении на питание подземных вод. Испарение и транспирация составляют меньшую часть расхода почвенных вод. Кора выветривания и почвы при-

обретают укороченный профиль вследствие эрозии и химической денудации и доминирующего смыва продуктов почвообразования.

Общий баланс веществ при почвообразовании в условиях эрозионно-промывного водного режима отрицательный, так как механическая эрозия, химическая денудация и выщелачивание преобладают, а биогенная аккумуляция сопровождается постоянной потерей продуктов биогенеза:

$$S = f(P \pm A_b - A_m - A_{gch}) \cdot t,$$

где S — почва; P — почвообразующая порода; A_b — биогенная аккумуляция; A_m — механическая аккумуляция или эрозия; A_{gch} — геохимическая аккумуляция или вынос, t — время.

ПРОМЫВНОЙ АВТОМОРФНЫЙ РЕЖИМ

Промывной автоморфный тип водного режима почв в чистом виде слагается на высоких дренированных плато и равнинах с глубокими грунтовыми водами (глубже 15—20 *м*).

Поступления влаги в почву определяются, если исключить конденсацию, количеством атмосферных осадков или орошением (на полях или

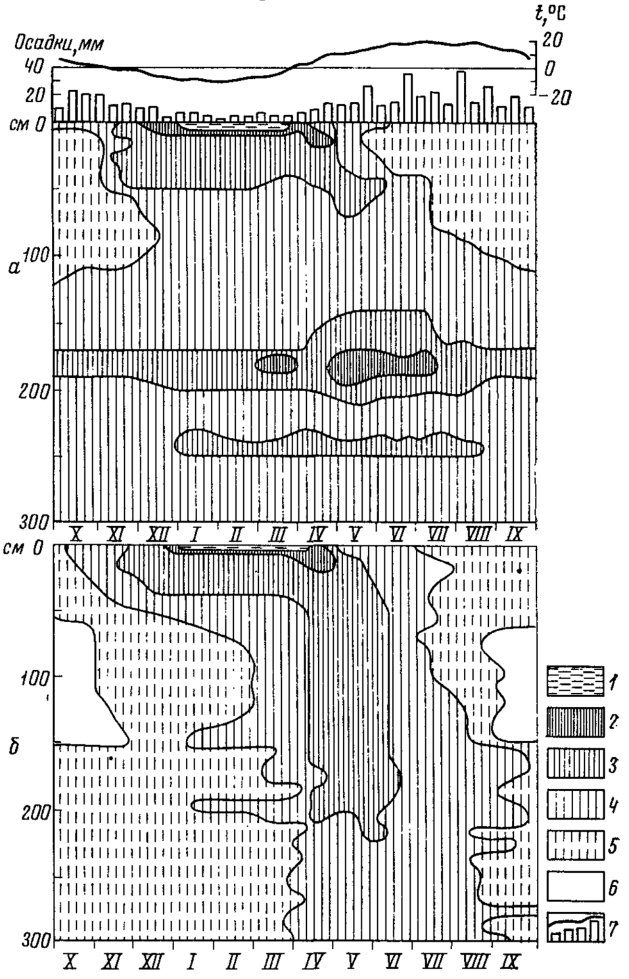


Рис. 10. Автоморфный промывной водный режим мощных черноземов Курского заповедника (Роде, 1968)

а — целинная степь,
б — дубовый лес.
Горизонты:
1 — полной насыщеиности;
2 — капилляриой насыщениости;
3 — наименьшей насыщенности;
4 — слабого иссушеиия;
5 — иитенсивиого иссушеиия;
6 — полного биологического иссушеиия;
7 — средние декадиые суммы осадков и температура воздуха

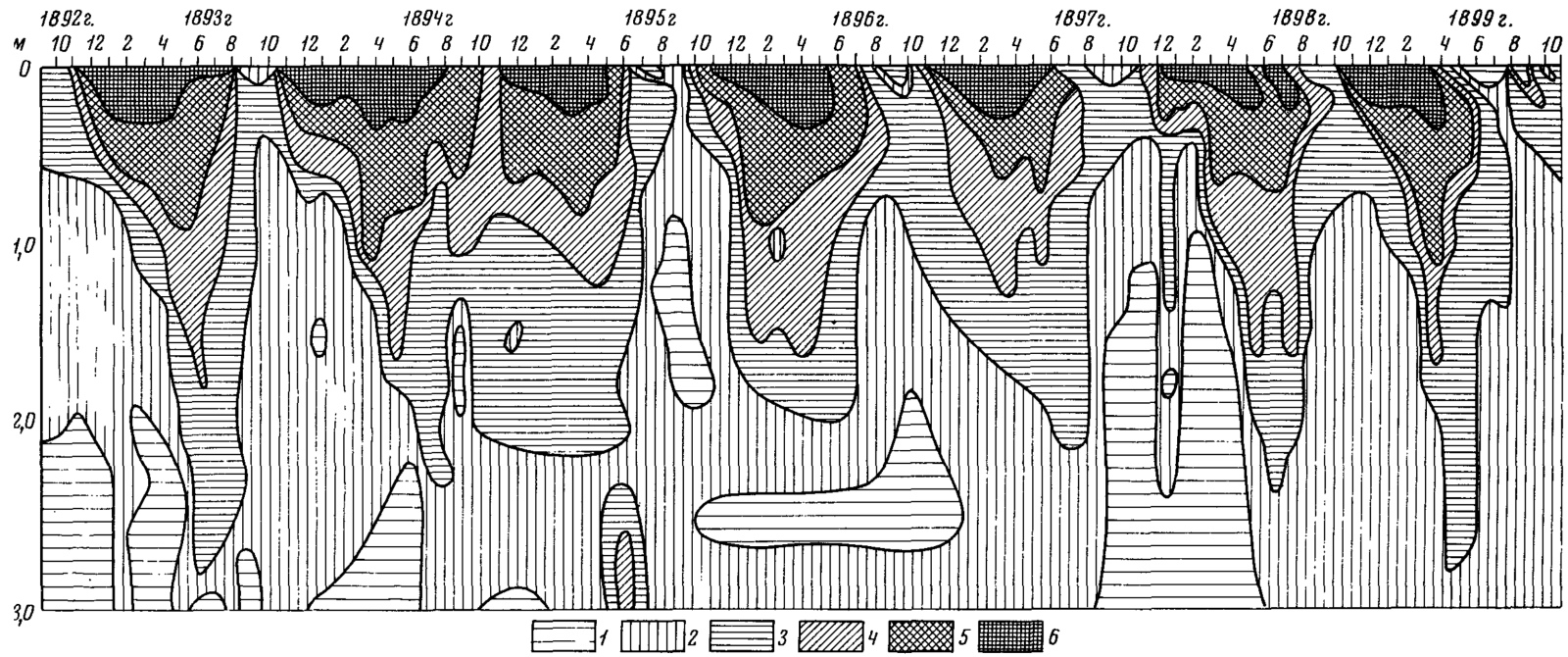


Рис. 11. Автоморфный периодически промывной водный режим черноземов (по Г. Н. Высоцкому, 1899)

Влажность (%):

1 — 10—12,5;
2 — 12,5—15;
3 — 15—17,5;
4 — 17,5—20;
5 — 20—25;
6 — >25

из каналов). Расходуется почвенная влага на испарение, транспирацию и нисходящую инфильтрацию. Преобладают в расходных статьях инфильтрация воды и перехват влаги корнями на транспирацию из ее капиллярно-подвешенного состояния. Это обусловливает развитие в почвах процессов выщелачивания, выноса всех более или менее растворимых и геохимически подвижных продуктов выветривания и почвообразования (рис. 10, 11).

Выраженность промывного режима тем большая, чем выше коэффициент увлажнения, т. е. чем больше осадки преобладают над потенциальным испарением. Промывной режим может быть интенсивным, сквозным, что ведет к формированию многометровой сильно выветрелой кислой коры выветривания (сиаллитной, ферраллитной или аллитной) и глубоких кислых бедных почв (бокситовых, красноземов, желтоземов, бурых лесных, подзолистых). Промывной режим может быть умеренным и не ежегодным, например в коричневых почвах и черноземах, где осадки и испарение более или менее близки и взаимно балансируются. Промывной режим может быть слабым, захватывающим лишь 50—100 *см* почвенной толщи.

Такой тип водного режима характерен для каштановых почв, сероземов, такыров, т. е. для почв сухих и пустынных степей. В этих почвах наблюдаются остаточная карбонатность и гипсоносность, а также остаточная засоленность, хотя всегда различаются бóльшая или меньшая выщелоченность верхних горизонтов почвы.

Общий баланс веществ при промывном (элювиальном) водном режиме почв геохимически отрицателен, эрозионно нейтрален и биологически положителен:

$$S=f(P+A_b-A_{gch})\cdot t.$$

Только в случае неправильной деятельности человека может возникнуть эрозия и появится компонент A_m с отрицательным знаком.

ПРОМЫВНОЙ ГИДРОМОРФНЫЙ РЕЖИМ

Промывной гидроморфный водный режим складывается в почвах влажного климата, расположенных на пониженных равнинах или длинных пологих склонах, имеющих близкий уровень (1—3 *м*) грунтовых вод, обеспеченных свободным оттоком благодаря наличию дренирующих песчаных или галечниковых прослоев в грунте. Промывной гидроморфный режим формируется также в болотных и глеево-болотных почвах после их дренирования, когда человек искусственно отводит избыток свободной воды из почвы и организует при помощи дренажа снижение уровня и отток грунтовых вод. Наконец, промывной гидроморфный водный режим устанавливается на орошаемых почвах с близким уровнем грунтовых вод (2—3 *м*) при эффективной работе дренажа и достаточно интенсивных поливах. Во всех этих трех случаях имеет место периодический или постоянный приток влаги из капиллярной каймы грунтовых вод в корнеобитаемые горизонты почвы (субирригация).

Основными источниками воды в водном балансе почвы во всех трех случаях являются впитывание и инфильтрация свободной воды атмосферных осадков или поливной. В расходной части баланса определяющая роль принадлежит сквозной инфильтрации и оттоку с грунтовыми водами (потоком). Транспирация растительностью составляет второй по

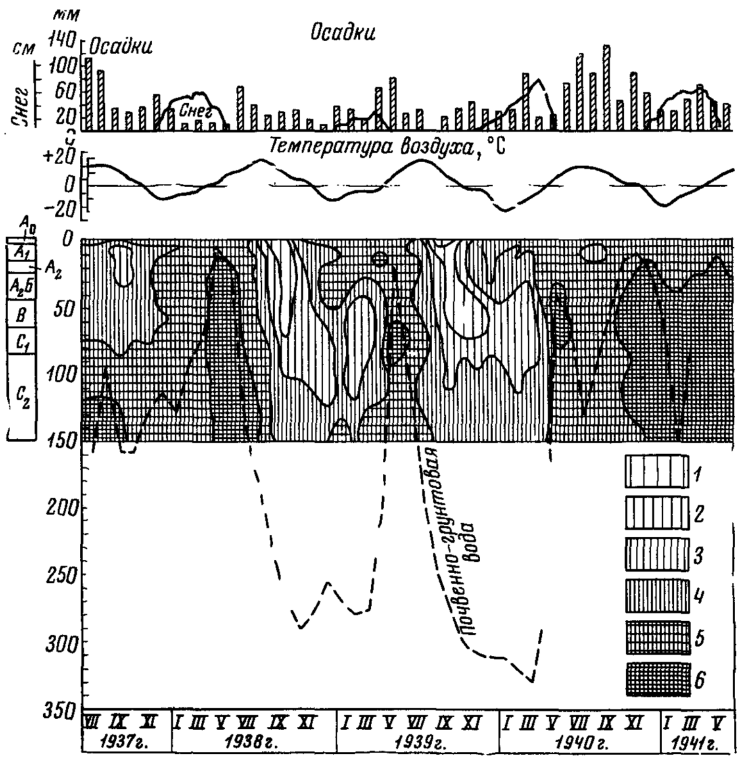


Рис. 12. Гидроморфный промывной тип водного режима почв. Дерново-среднеподзолистая почва (Васильев, 1950)

1 — ВЗ и ниже; *2* — от ВЗ до ВРК (6% от НВ); *3* — 60—80% НВ; *4* — 80—100% НВ; *5* — от НВ до КВ; *6* — от КВ до ПВ

важности компонент расхода влаги. Испарение занимает относительно подчиненное место (рис. 12).

Общая схема баланса веществ в почвах промывного элювиально-гидроморфного режима может быть дана в следующей форме:

$$S = f(P + A_b \pm A_{gch}) \cdot t.$$

Почвообразующая порода в условиях этого типа водного режима подвергается восстановительному режиму, обогащается биогенными продуктами почвообразования, некоторыми продуктами геохимической миграции, но теряет с грунтовым потоком наиболее растворимые соединения. Механическая денудация или накопление не выражены ($A_m = 0$).

Преобладание промывного эффекта и оттока в суммарном водном балансе таких гидроморфных почв ведет к господству геохимического выноса. Периодическое капиллярное питание почвы и особенно ее корнеобитаемых горизонтов (со сменой восстановительного режима окислительным) приводит к осаждению и гидрогенному накоплению в почвах полуторных окислов (соединений железа, марганца), углекислого кальция (иногда соды) и небольших количеств сульфатов и хлоридов натрия и магния.

Преобладающее влияние промывного эффекта, однако, приводит в наиболее крайних случаях (влажный климат, депрессии мезорельефа)

к образованию кислых глеевых железистых почв, подбелов или солодей с резко выраженным элювиальным белесым горизонтом A_2, отчетливым иллювиальным горизонтом В, который обогащен дополнительно полуторными окислами (очень редко и углекислым кальцием) гидрогенного происхождения.

При меньшей степени промываемости (более аридный климат и травянистая растительность) и жестких грунтовых водах, содержащих бикарбонаты кальция и некоторое количество легкорастворимых солей, геохимический вынос не достигает крайних (кислых) стадий, образуются бескарбонатные, слабокарбонатные или сильнокарбонатные луговые темноцветные почвы, иногда с осветленным горизонтом A_2, иногда с уплотненным горизонтом В или слитостью. Но чаще всего формируются структурные темные гумусовые луговые почвы, почвы прерий, лугово-черноземные почвы.

Таким образом, в рамках промывного гидроморфного водного режима в зависимости от роли промывного компонента образуются довольно разнообразные почвы от глеево-подзолистых, солодей, подбелов до ожелезненных луговых, карбонатных луговых, слабосолонцеватых или слитых луговых почв.

Среди мелиорированных почв, как указано выше, в рамках этого же типа промывного гидроморфного режима образуются староорошаемые культурные луговые незасоленные почвы высокого плодородия с явными признаками субирригации за счет влияния пресных грунтовых вод.

При правильном осушении болотных почв (без переосушки и с двусторонним регулированием грунтовых вод для сохранения субирригации) устанавливается этот же тип водного режима.

ИСПАРИТЕЛЬНЫЙ ГИДРОМОРФНЫЙ (ВЫПОТНОЙ, ЭКСУДАТИВНЫЙ) РЕЖИМ

Испарительный гидроморфный водный режим почв формируется на гидрологически плохо дренированных равнинах, межгорных впадинах, на поймах нижнего течения рек и в их дельтах, сложенных малопроницаемыми отложениями и имеющих близкие к поверхности (1—3 *м*) застойные обычно минерализованные грунтовые воды (рис. 13). Режим и баланс грунтовых вод в таких условиях компенсированы испарением и лишь отчасти транспирацией. Роль капиллярного поднятия и испарения грунтовых вод в динамике влаги почв тем бóльшая, чем суше климат местности и чем ближе к поверхности лежит их зеркало. Суммарный баланс веществ при испарительном гидроморфном водном режиме накопительный и может быть описан следующим выражением:

$$S=f(P+A_b+A_{gch})\cdot t.$$

Испарительный тип режима почвенных и грунтовых вод ведет к прогрессивному накоплению всех тех растворимых соединений, которые находятся в грунтовых водах и приходят с ними со стороны или из глубин. Накопление вторичного кремнезема, полуторных окислов, углекислого кальция, гипса, легкорастворимых солей происходит во всей толще почвы.

Сами грунтовые воды при длительном существовании испарительного гидроморфного режима последовательно минерализуются, проходя с

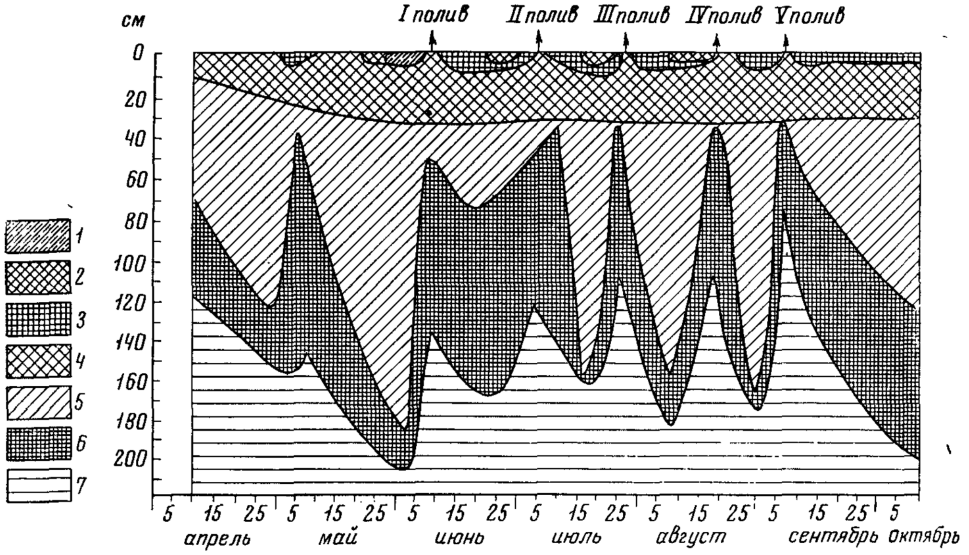


Рис. 13. Гидроморфный испарительный тип водного режима почв. Голодная степь, Золотая Орда, Засоленное пятно (Панков, 1930)

Влажность (%):
1 — 6—9; *2* — 9—12; *3* — 12—18; *4* — 18—25; *5* — 25—30; *6* — 30—35; *7* — грунтовые воды

возрастанием концентрации несколько стадий (Ковда, 1946): силикатную (0,02—0,1 *г/л*), бикарбонатно-кальциевую (0,2—0,5 *г/л*), содовую (0,5—3 *г/л*), сульфатную (5—20 *г/л*) и хлоридную (>30 *г/л*).

Атмосферные осадки влажных времен года могут вызывать сезонное рассоление почв и даже сбрасывать часть солей в грунтовые воды. Но в сухой сезон года вновь восстанавливается господство процесса испарения и процессов засоления почвы. Поэтому сезонные дожди не в состоянии изменить ни испарительный водный режим почв, ни их накопительный солевой баланс. В зависимости от общих условий почвообразования, интенсивности испарения и роста минерализации грунтовых вод при испарительно-гидроморфном типе водного режима образуется обширная формация активных солончаковых почв и солончаков разного химизма и степени засоленности и всегда с близкими солеными грунтовыми водами (Ковда, 1937, 1946б, в, 1947).

ИСПАРИТЕЛЬНЫЙ АВТОМОРФНЫЙ РЕЖИМ

В условиях резко выраженных аридных пустынь, подобных пустыням Центральной Азии, Сахары и Аравии, Чили и Перу, при глубоких грунтовых водах и отсутствии их питания на высоких равнинах и плато формируется крайне своеобразный тип водного режима почв, когда испарение (со слабым участием транспирации) капиллярно-подвешенной влаги является главной и единственной статьей расходной части баланса. Приходная часть водного баланса этих почв представлена влагой редких дождей и конденсации. В некоторых пустынях Центральной Азии такой испарительно-автоморфный водный режим существует первично и

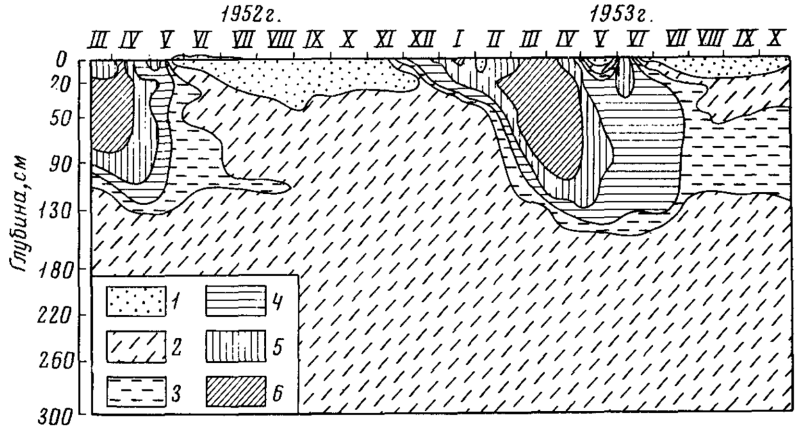


Рис. 14. Автоморфный испарительный (транспирация) водный режим сероземов Таджикистана (Кудашов, 1960)

Влажность:

1 — меньше МГ; *2* — от МГ до 1,5 МГ; *3* — от 1,5 МГ до 2 МГ; *4* — от 2 МГ до 60% ПВ; *5* — от 60 до 80% ПВ; *6* — выше 80% ПВ

унаследован от дочетвертичных времен. В большинстве, однако, испарительно-автоморфный режим почв пустынь является неоавтоморфным, так как ему предшествовал испарительно-гидроморфный режим обводненных древних аллювиальных равнин до того, как они были подняты и ксерофитизированы (опустынились).

Развитие испарительно-автоморфного водного режима сопровождается просыханием почв и грунтов до воздушно-сухого состояния на глубину многих метров (рис. 14). Это вековое просыхание и опустынивание почв сопровождается восходящим движением капиллярно-подвешенной воды (после дождей и рос) к поверхности. При этом в почве сохраняются и унаследуются солевые массы, аккумулированные раньше в испарительно-гидроморфную фазу почвообразования. В результате образуются сухие (без грунтовых вод) солончаки, такырные солончаки, соляные коры, которые следует рассматривать в этих случаях как почвы палеогидроморфные.

Опустынивание может наступить на поднятых водно-аккумулятивных равнинах и без солончакового процесса (после смены гидроморфного промывного режима автоморфным испарительным). В этих случаях произойдет опустынивание луговых почв с формированием из них таких палеогидроморфных почв, как сероземы, незасоленные почвы пустынь и др.

НАМЫВНОЙ (АМФИБИАЛЬНЫЙ, ПОДВОДНЫЙ) РЕЖИМ

Этот тип водного режима складывается в затопляемых поймах и подводных дельтах, в болотах и староречьях, в мелководьях озер, морей и искусственных водохранилищ, а в культурном ландшафте — на полях

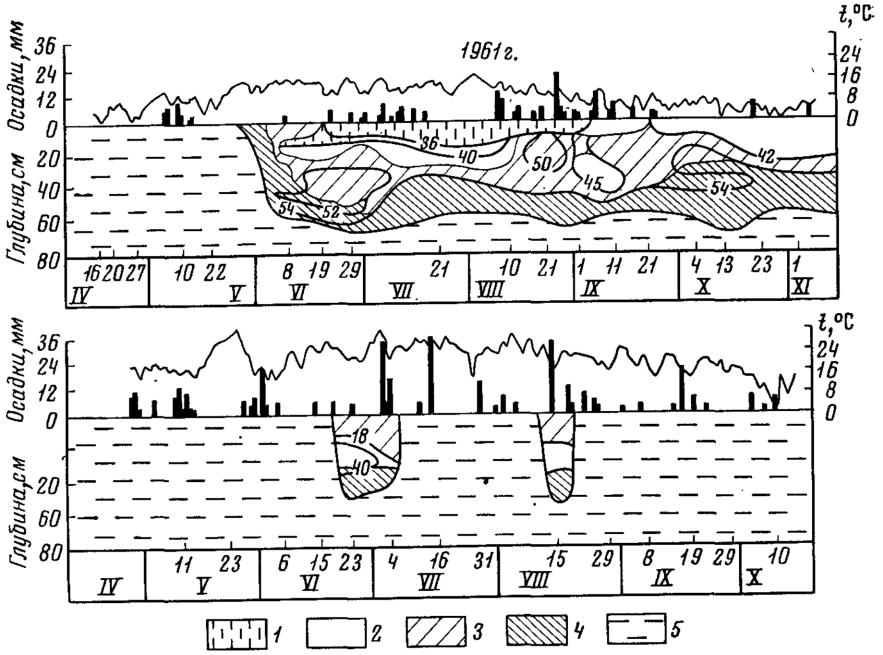


Рис. 15. Амфибиальный (подводный) режим торфянисто-глеевых пойменных почв (Зайдельман, 1969)

1 — ВЗ — ВРК;
2 — ВРК — ППВ;
3 — ППВ — 0,9 ПВ;
4 — 0,9 ПВ — ПВ;
5 — ПВ (верховодка)

орошаемого риса. Общей чертой этих ландшафтов является их субаквальный аллювиальный характер почвообразования (рис. 15). В водном балансе таких ландшафтов доминируют приток и отток поверхностных вод, заливающих поверхность почв. Свободная вода постоянно или периодически закрывает и переувлажняет почвы. Расходные статьи водного баланса представлены больше всего поверхностным стоком (после паводков или приливов, после сезонного испарения воды озер или после сброса поливных вод с полей риса). Подчиненное место занимают транспирация и испарение влаги. Приток свободной воды сопровождается накоплением механических и химических минеральных и органических осадков (аллювий, донные отложения, пролювий); транспирация и испарение вызывают переход в осадок части растворенных соединений.

Баланс веществ в ландшафте и почвах накопительный:

$$S=f(P+A_b+A_m+A_{gch})\cdot t.$$

В зависимости от соотношения оттока, транспирации и испарения складываются разнообразные сочетания механической, геохимической и биогенной аккумуляции и конкретный характер почв.

Застойный режим вод благоприятствует развитию анаэробиозиса и появлению обильных восстановленных соединений железа, марганца, серы, азота. Проточный режим вод, наоборот, способствует аэрации и преобладанию окислительных процессов в почвах, несмотря на их обводнен-

ность. Детали особенностей этого типа водного режима и его разновидности сильно варьируют, но они мало изучены. Общим для них является накопительный тип баланса веществ (влажные аллювиальные и аллювиально-болотные почвы, донные отложения озер и мелких водоемов, почвы рисовых полей, глеевые, глеево-болотные, сапропелевые почвы и торфяники, сапропелево-солончаковые почвы морских побережий, озерные солончаки и соляные грязи).

МЕРЗЛОТНЫЙ РЕЖИМ

Мерзлотный тип водного режима почв характерен для тех внутриконтинентальных территорий суши, которые отличаются длинной сухой малоснежной холодной зимой, коротким прохладным летом и отрицательной среднегодовой температурой. Многолетнемерзлотные области занимают обширные пространства в северной части Азии (до 47% территории СССР) и Северной Америке. Многолетнемерзлотный режим складывается также в высокогорьях (например, Памир, Тибет и др.).

Во время и частично после ледникового периода границы распространения мерзлотного водного режима почв уходили далеко на юг (в Европе до берегов Каспийского и Черного морей, в Америке почти до Флориды). Источники влаги в почвах мерзлотного режима обычно те же, что и в других почвах: атмосферные осадки (100—400 *мм/год*), подземные воды (иногда напорные). Однако характер водного режима крайне специфичен.

При мерзлотном водном режиме почв влага бóльшую часть времени года находится в форме льда. Летом происходит сезонное протаивание почвы на глубину от нескольких сантиметров до 3—4 *м*. Пока вода находится в форме льда, она, естественно, не расходуется в почве на сток, на фильтрацию или на транспирацию, однако в какой-то мере она может расходоваться на прямое испарение, минуя фазу жидкой влаги.

Таким образом, длительная мерзлота как бы аккумулирует и консервирует влагу в почве. Сезонное протаивание начинается весной и развивается в почве сверху вниз. Появляется свободная гравитационная и капиллярно-подпертая вода, которая лежит на мерзлом непроницаемом слое, залегающем глубже. Начинается восходящее движение капиллярной влаги, ее испарение, расход растительностью на транспирацию. В это время в почве имеют место восстановительные реакции. Складывается режим, похожий на гидроморфный испарительный и транспирационный режим при ослабленном выщелачивании (см. выше).

Однако мерзлотно-гидроморфный тип водного режима почв формируется независимо от гидрогеологии и геоморфологии местности как в почвах низких террас, так и на склонах и на высоких водоразделах. Соответственно и мерзлотно-луговые гумусированные темноцветные почвы окутывают местность как бы чехлом, мало зависящим от топографии местности. Если мерзлотные горизонты почвы маломощны, то сезонное протаивание почвы в июле—августе завершается полным исчезновением мерзлоты на глубине 3—4 *м* и свободная вода фильтруется в нисходящем направлении, унося часть подвижных продуктов почвообразования.

При наличии глубинных мерзлотных горизонтов, сохраняющихся круглый год, летняя свободная вода, образующаяся при таянии или от летних дождей, стекает в виде местных потоков надмерзлотных вод, пе-

перераспределяя соли, подвижные органические и минеральные соединения (кремнезем, железо, марганец) в депрессии и долины.

Наступление осенних и зимних холодов вновь блокирует свободную воду, переводя ее в форму льда. Процессы выноса и выщелачивания прекращаются. Наоборот, капиллярная влага интенсивно передвигается вверх, намерзая снизу на слой замерзающей почвы. В этом же направлении снизу вверх идет и поток парообразной воды, конденсирующейся и замерзающей в подповерхностных слоях. Сезонное замерзание постепенно охватывает всю толщу почвы, смыкаясь с горизонтом вековой мерзлоты.

Обширная группа мерзлотных почв еще очень мало изучена. По-видимому, баланс веществ при мерзлотном почвообразовании варьирует от промывного до накопительного в зависимости от продолжительности «мерзлотной блокады» и возможных сочетаний местного притока, оттока и испарения.

ЧАСТЬ ШЕСТАЯ

ГЕОХИМИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Кора выветривания и почвообразование

Геохимия почвообразовательных процессов

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Важнейшим звеном геологического круговорота веществ на Земле является процесс выветривания горных пород и формирования коры выветривания. Процессы выветривания изучали такие выдающиеся советские исследователи, как К. Д. Глинка, П. А. Земятченский, С. А. Захаров, Б. Б. Полынов, И. И. Гинзбург, В. П. Петров. Из числа западных ученых следует назвать имена Лакруа, Вальтера, Грима, Келлера, Джексона, Шермана, Бревера.

В трудах этих исследователей мы находим важнейшие положения, характеризующие сущность процессов образования коры выветривания и ее компонентов.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Горные породы магматического происхождения образуются в совершенно иных термодинамических условиях по сравнению с теми, в которых они оказываются на дневной поверхности. Поэтому горные породы и минералы магматического происхождения подвергаются весьма глубоким изменениям под воздействием условий, свойственных наземной обстановке.

Сходного рода глубокие качественные изменения происходят с метаморфическими и плотными осадочными породами, которые уже раньше подвергались выветриванию и которые вновь выветриваются после нового соприкосновения с наземными условиями (рис. 16).

Вся совокупность сложных и разнообразных процессов количественного и качественного изменения горных пород и слагающих их минералов под воздействием атмосферы, гидросферы и биосферы называется выветриванием. В процессах выветривания происходит разрушение одних горных пород и минералов и образование других пород и вновь синтезированных минералов. Выветриванию подвержены также и строительные материалы, из которых сооружались памятники или постройки.

Процессы выветривания горных пород происходили на Земле и до появления жизни, но они были стерильными.

Возраст процессов выветривания необычайно велик и уходит далеко к началу истории формирования осадочных пород, т. е. до 3 млрд. лет.



Рис. 16. Механическое и химическое выветривание в пустынях

Вся толща осадочных пород земной коры, а также оболочка гранитных и метаморфических пород прошли через длительные и неоднократные циклы выветривания и метаморфизма.

Первоначально выветривание захватило преимущественно породы магматического происхождения, так как осадочных пород (исключая осадки космического и вулканического происхождения) еще не существовало. Возникновение жизни на Земле качественно изменило и существенно ускорило процессы выветривания как путем непосредственного воздействия высших и низших организмов на горные породы, так и косвенно через воздействие продуктов их жизнедеятельности. По мере формирования на земной коре толщ осадочных и метаморфических пород выветривание в своем дальнейшем развитии захватывало и их. Однако далеко не вся толща осадочных пород подвергается современному выветриванию. В сферу современного выветривания включаются лишь верхние свиты земной коры, находящиеся под непосредственным влиянием агентов атмосферы, гидросферы и биосферы.

К процессам выветривания необходимо относить также и те изменения горных пород, которые происходят под морскими или грунтовыми водами. Иногда эти изменения называют «гармиролизом». Разрушение горных пород водоносных горизонтов крайне усиливают минерализованные растворы, что, в свою очередь, ведет к появлению в грунтовых водах новых подвижных соединений.

Совокупность процессов выветривания горных пород настолько глубоко их преобразует, что возникает необходимость выделять особую геологическую формацию современных осадочных пород, образованную землистыми продуктами,— так называемую кору выветривания.

Мощность и минералогический состав коры выветривания зависят от интенсивности выветривания (особенно высокой во влажном теплом климате), продолжительности этих процессов, а также от условий сохранения и переноса продуктов, образующихся при выветривании.

На первый взгляд совершенно неизмененная поверхность скал магматических горных пород в действительности имеет тонкую (1—2 *мм*) пленку выветривания, образовавшуюся под воздействием климатических факторов и микроорганизмов.

Поверхность гранитов и гнейсов Скандинавии и Карелии, освободившихся от ледникового покрова 5—6 тыс. лет назад, зачастую имеет кору выветривания, равную 10—20 *см*. Красноцветная кора выветривания в субтропических районах Западной Грузии достигает мощности 7—10 *м*, а третичные аллитные коры выветривания влажных тропических районов Азии и Африки достигают мощности 150 *м*.

Теплый влажный климат весьма увеличивает интенсивность и степень выветривания (табл. 21).

Таблица 21

Факторы выветривания (Ramann, 1911)

Область	Средняя температура почвы, °С	Относительная диссоциация воды	Длительность выветривания, дни	Фактор выветривания	
				абсолютный	относительный
Арктическая	10	1,7	100	170	1
Умеренная	18	2,4	200	480	2,8
Тропическая	34	4,5	360	1620	9,5

Необходимо различать современные, древние и ископаемые коры выветривания. Современные коры выветривания образовались в четвертичном периоде или лишь в послеледниковое время. В некоторых районах, например в Западном Закавказье и Центральной Азии, кора выветривания сохранилась и продолжает формироваться непрерывно с третичного времени. В тропической Африке аллитные и бокситовые толщи существуют с третичного и, возможно, мелового периодов.

Мощные коры выветривания, как современные, так и древние, могут сохраниться только в условиях относительно равнинного рельефа или на склонах и особенно под покровом лесов, защищающих мелкозем от смыва. Поднятие и расчленение суши, естественно, не способствует сохранению продуктов выветривания на месте и образованию мощной остаточной коры выветривания. Поэтому области поднятий и особенно горные безлесные территории характеризуются отсутствием мощной коры выветривания.

Погребенные и вторично вскрытые эрозией древние коры выветривания третичного, юрского, девонского и даже докембрийского возраста описаны на территории Центрального Казахстана, Урала, Украины. Эти древние коры выветривания, имеющие мощность до 60—300 *м* (Гинзбург, 1947), переживали крайне сложную историю. При опускании суши они были закрыты новыми осадочными отложениями. Однако затем на многих пространствах Центрального Казахстана и Южного Урала древние коры выветривания были выведены эрозией на поверхность. Они являются субстратом для современного почвообразования. То же наблюдается и на других континентах (например, в Австралии).

На территории Советского Союза описаны четыре разновидности ископаемых древних кор выветривания: а) окремневшие, свойственные условиям полупустынного и пустынного климата третичного периода на территории Центральной Азии; б) каолинитовые, свойственные условиям влажного, мягкого, умеренного либо влажно-субтропического климата карбонового периода на громадных пространствах Украины и Урала; в) аллитные (окислы алюминия) — в условиях тропического влажного климата мезозоя на территории Урала, Сибири, Казахстана; г) бокситовые — в районах Курской магнитной аномалии.

Б. Б. Полынов (1934) ввел понятие об остаточных и аккумулятивных типах коры выветривания. До него корой выветривания назывались лишь остаточные продукты, накопившиеся на месте их образования (in situ). В дальнейшем изложении мы различаем остаточные, транзитные и аккумулятивные типы коры выветривания, которые формируются остаточными и перемещенными продуктами выветривания.

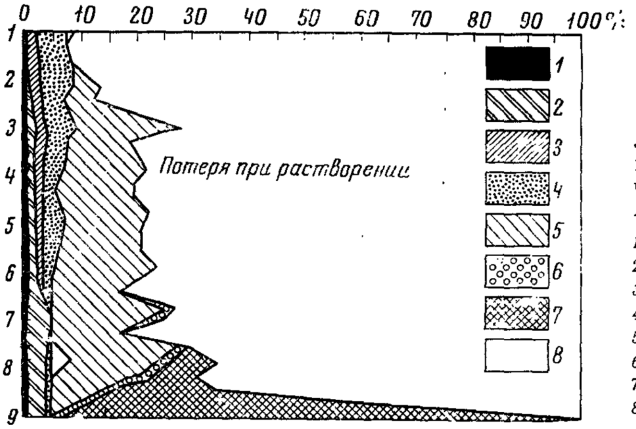


Рис. 17. Изменения в минералогическом составе змеевиков на Кубе под влиянием тропического выветривания (Лейт и Мид, по Пустовалову, 1940)

1 — разные минералы (Ni, Co, Cr);
2 — каолин;
3 — боксит;
4 — гематит;
5 — лимонит;
6 — кварц;
7 — серпентин;
8 — потеря

Для остаточной коры выветривания характерно определенное сочетание горизонтов (слоев) сверху вниз. Самые верхние горизонты коры выветривания обычно совмещены с почвой, обогащены гумусом и представлены вновь образованными минералами, глубоко отличными от минералов исходной горной породы.

Подпочвенные толщи остаточной коры выветривания имеют лишь слабые признаки содержания гумуса, но они также весьма отличаются от исходных горных пород и могут иметь значительную мощность. Наконец, в нижней части толщи коры выветривания прослеживаются явные черты слабо измененной исходной горной породы. Еще глубже появляется собственно горная порода, не затронутая выветриванием или измененная лишь в малой степени. Рис. 17 хорошо показывает пример довольно мощной (9—10 *м*) остаточной ферраллитной коры выветривания серпентина, образовавшейся в условиях тропиков Кубы.

Процессы выветривания и почвообразования тесно сопряжены между собой как в пространстве, так и во времени. Однако если в процессах выветривания ведущими являются факторы абиотические, то в процессах почвообразования — биологические, связанные с жизнедеятельностью высших и низших растительных и животных организмов. В современную биогенную стадию существования земной планеты это разделение условно, так как и вода, и двуокись углерода, и кислород — главные агенты выветривания — сами имеют биогенный характер.

В маломощных остаточных корах выветривания почвенные горизонты практически полностью совпадают с толщей коры выветривания. В этих случаях почвообразование не отделимо от выветривания ни во времени, ни в пространстве. Весьма трудно также разделить почвообразование и формирование аккумулятивных типов коры выветривания, так как эти процессы часто идут одновременно и совмещены в пространстве.

Только для мощных древних почв и древних остаточных кор выветривания характерно ясное обособление почвенного профиля от глубже лежащих горизонтов коры выветривания. Мощность остаточной коры выветривания достигает десятков и сотен метров, мощность же почвенного профиля составляет обычно не более 5—7 *м*, определяемых глубиной проникновения прямых биогенных факторов (корней, землероев, червей, нисходящих токов гумусовых растворов).

В зависимости от природных условий, свойств горных пород, продолжительности и истории процесса формируются типы и разновидности коры выветривания: юные или древние, остаточные, транзитные или аккумулятивные, кислые, нейтральные или щелочные, богатые или бедные набором минералов и элементов питания растений, благоприятные или неблагоприятные для развития почв того или иного уровня плодородия. Поэтому знание процессов образования и типов коры выветривания является одним из важнейших условий правильного понимания происхождения и свойств почв и почвенного плодородия.

Хотя термин «выветривание» широко вошел в геологию и почвоведение, нельзя считать его удачным. Некоторые советские и западные исследователи употребляют термин «изменение» (альтерация), но он не получил признания в русском языке. Наиболее полно современное представление о всей совокупности процессов разрушения горных пород, транспорта и переотложения продуктов разрушения, образования свежих осадочных пород в тесном сочетании с почвообразованием передает термин, предложенный А. Е. Ферсманом (1934),— гипергенез (гипергенные процессы, гипергенная оболочка).

ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ПРОЦЕССЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ МИНЕРАЛОВ И ПОРОД

Разделение процессов выветривания на частные формы производится условно. Выветривание представляет собой единый процесс. Но этот процесс исключительно сложный и связан со следующими группами факторов.

Физико-механические факторы: уменьшение давления после выхода пород на поверхность; колебания температуры и различия в линейном и объемном расширении; боковое давление, вызываемое адсорбированной водой, льдом, корнями растущих растений или кристаллами образовавшихся солей; разрушительная деятельность текучей воды, движущегося льда, оползней или ветра.

Химические и физико-химические факторы: гидратация; растворение в воде с кислой или щелочной реакцией; гидролиз; окисление — восстановление; карбонатизация; дебазация; десиликация; сорбция; коагуляция.

Биологические и биохимические факторы: поглощение растениями и бактериями элементов в обмен на выделяемые анионы и катионы; химические соединения, образующиеся при жизни и после смерти организмов, особенно органические кислоты, гумус и хелаты, продукты полной минерализации органических веществ; реакции восстановления и окисления, обязанные микроорганизмам, и т. д.

Учитывая специфическое значение перечисленных факторов, часто употребляют выражения: физическое выветривание, химическое выветривание, биологическое выветривание; в то же время всегда имеется в виду, что эти факторы выветривания действуют совместно. Однако известная последовательность в сменах ведущего значения факторов выветривания имеется. Так, на самых ранних стадиях идет преимущественно физико-механическое выветривание. По мере возрастания раздробленности породы к этому прибавляется химическое и биохимическое выветривание; усиливается разрушение первичных минералов и новообразование вторичных.

На более поздних стадиях и особенно во влажном теплом климате, когда образовались глинные минералы и развилась поглотительная способность, химическое (включая физико-химические процессы) и биологическое преобразование материала является уже главным фактором выветривания. На этой стадии постепенно завершается распад первичных минералов и, что самое главное, происходит разрушение и ресинтез вторичных минералов до их наиболее устойчивых для данных условий форм.

Для оценки роли частных явлений, составляющих процесс формирования коры выветривания, целесообразно рассмотреть в отдельности особенности механического, химического, физико-химического и биологического изменения горных пород.

Механическое раздробление и возрастание дисперсности

Важнейшая роль в процессах выветривания принадлежит механическому раздроблению горных пород и возрастанию степени дисперсности. Массивное монолитное сложение и макрокристаллическая структура, свойственные магматическим и метаморфическим породам, утрачиваются. Выветрелая порода через ряд стадий превращается в смесь обломков тем меньшего диаметра, чем дольше длится или интенсивнее проходит выветривание и чем лучше сохраняются образовавшися продукты. Первоначальные трещины остывания пород или термического выветривания, усиленные действием растущих корней деревьев, разделяют породу на крупные блоки и глыбы диаметром 2—3 *м*. Затем со временем образуется грубый материал с размером обломков порядка 5—10 *см*. И, наконец, порода превращается в мелкообломочную землистую массу. Механический состав толщи делается гравийным, а в последующем суглинистым и глинистым. Объемный вес породы с величин 2,5—2,6 уменьшается до 1,3—1,5. Появляется пористость, достигающая со временем 45—50% объема.

Благодаря общему возрастанию дисперсности и приобретению аморфного или скрытокристаллического строения развивается поверхностная энергия и поглотительная способность. Формируются также воздухопроницаемость, влагоемкость и водопроводимость. Все эти качественные признаки отсутствуют в магматических и метаморфических исходных породах.

Растворение веществ

По мере возрастания степени раздробленности выветривающейся горной породы в водные растворы и газовую фазу постепенно переходят компоненты, которые были связаны в минералах горных пород. Воды, мигрирующие в коре выветривания, благодаря этому приобретают определенный состав, отражающий особенности пород и стадию выветривания. Кислые породы относительно легко отдают в раствор Li, B, Na, Cl, K, Si, Al. Воды, проходящие через основные породы, легче обогащаются соединениями Mg, Ca, Ni, Cu. Поэтому циркулирующие в породах растворы в одних случаях относительно богаты щелочами и кремнеземом, а в других — щелочными землями.

В изверженных породах также имеются газы в поглощенной форме или в виде пузырьков: Cl, CO и CO_2 и H_2S, N и др. При разрушении эти породы отдают закись углерода, углекислоту, сероводород, метан, водород, азот, хлор, пары соляной кислоты, аргон. Объем газов, выделяющихся при разрушении породы, в 15—20 раз превышает объем послед-

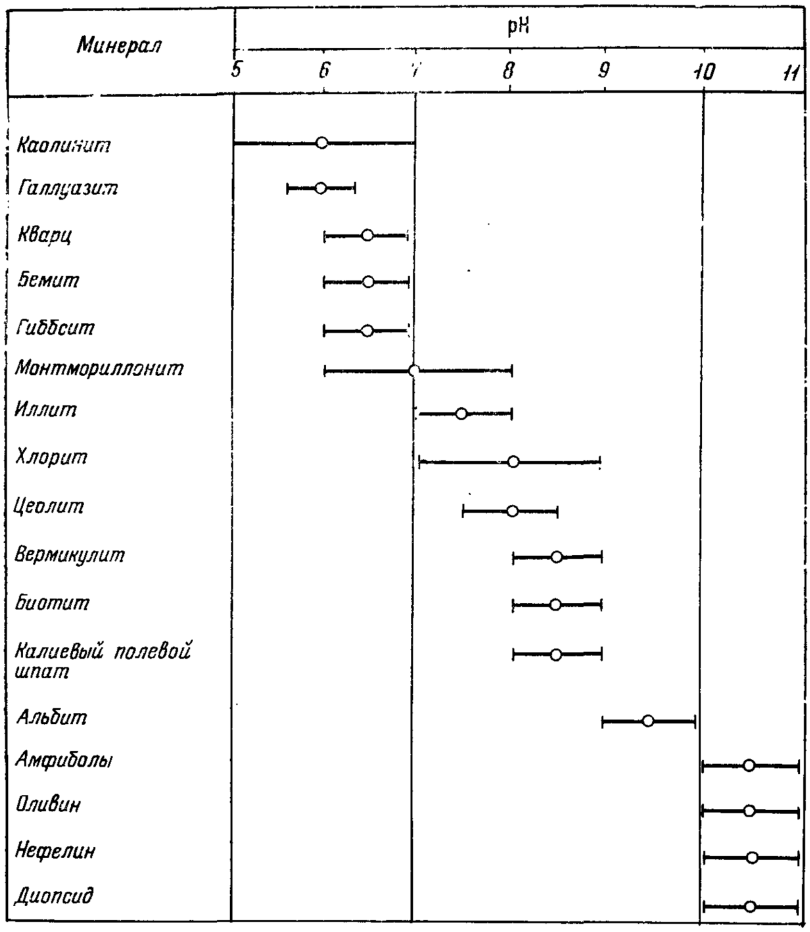


Рис. 18. Реакция минералов при их абразии в воде (по Стевенсу, Каррону и Келлеру, из книги Degens, 1965)

ней. В процессе механического разрушения магматических пород и при растворении появляются, хотя и в низких концентрациях, весьма агрессивные кислоты: серная, соляная, азотная, угольная, которые, нейтрализуясь, образуют соли.

Так как переход в растворы соединений щелочей и щелочных земель происходит при выветривании главным образом в форме силикатов, алюминатов и карбонатов, то вследствие их гидролиза реакция среды в коре выветривания первоначально длительно поддерживается на слабощелочном уровне. Это явление особенно хорошо выражено при выветривании основных и ультраосновных пород. После завершения обломочной стадии выветривания, разрушения первичных минералов и значительного вымывания новообразующихся солей щелочная среда выветривания сменяется постепенно нейтральной и слабокислой. Рис. 18 хорошо иллюстрирует это явление.

На гранитах и кварцитах кислая стадия образования коры выветривания наступает значительно быстрее. В породах, богатых сульфидами,

кислая фаза выветривания наступает с самого начала вследствие образования серной кислоты. В породах, содержащих известь и другие углекислые соли, щелочная и нейтральная стадии выветривания значительно затягиваются.

В процессе длительного непрерывного выветривания в условиях влажного тропического климата граниты могут потерять в результате растворения и выщелачивания до 30—35%, а базальты — до 75—90% своей первоначальной массы.

Гидратация и гидролиз минералов

Важнейшим фактором разрушения минералов и образования продуктов выветривания являются процессы гидратации минералов и последующий распад их кристаллической решетки. По-видимому, интенсивность гидратации возрастает параллельно механическому разрушению горных пород. Одной из причин разрушения кристаллической решетки может быть замещение металлов водородом. Гидроксоний (H_3O) внедряется в кристаллические решетки минералов, вытесняя и замещая калий, натрий, кальций, магний, что вызывает изменения условий заряда и постепенное разрушение кристаллических решеток с переходом в раствор катионов, а также кремния и алюминия в виде анионов. Возможен и другой механизм разрушения минералов.

Алюмосиликаты построены из сочетаний кремнекислородных тетраэдров и алюмогидроксильных октаэдров, образующих основу кристаллической решетки этих минералов. Рентгенографические исследования воды и льда позволили считать, что вода построена тетраэдрами, близкими по форме и размерам к кремнекислородным тетраэдрам. Благодаря такому соответствию размеров и сходству структур создаются предпосылки к сравнительно легкому замещению кремнекислородных тетраэдров молекулами воды, что также ведет к распаду кристаллической решетки.

Силикатные и алюмосиликатные минералы породы, приведенной в процессе механического выветривания в раздробленное состояние, соприкасаясь с водой, всегда в присутствии угольной кислоты при колеблющейся температуре и интенсивной циркуляции воды подвергаются глубокому гидролизу с образованием слабых растворов кремнекислых и углекислых щелочей и щелочных земель, истинных и коллоидных растворов кремнезема и полуторных окислов, а также их гелеподобных осадков.

Приведем несколько примеров реакций гидратации и гидролиза, имеющих весьма важное значение при выветривании.

Гидратация ангидрита происходит при выветривании осадочных пород, содержащих ангидрит. При гидратации почти нерастворимого в воде безводного сульфата кальция (ангидрит) объем породы увеличивается на 50—60%, при этом возрастают растворимость и вынос сульфата кальция:

$$CaSO_4 + 2H_2O = CaSO_4 \cdot 2H_2O.$$

Гидролиз карбонатов кальция — весьма распространенное явление при выветривании мрамора, известняков, мергелей, а также при растворении углекислых солей кальция:

$$2CaCO_3 + 2H_2O = Ca(OH)_2 + Ca(HCO_3)_2.$$

Углекислый кальций вследствие гидролиза может вымываться. При этом реакция среды делается щелочной.

Гидролиз алюмосиликатов является одним из наиболее универсальных процессов глубинного химического разрушения минералов, сопровождающийся появлением в растворах слабых концентраций щелочных и щелочноземельных соединений кремнезема и угольной кислоты. Например, гидролиз анортита можно представить в виде схемы

$$CaAl_2Si_2O_8 + 2H_2O = Ca(OH)_2 + H_2Al_2Si_2O_8;$$

$$H_2Al_2Si_2O_8 \rightarrow 2SiO_2 \cdot H_2O + Al_2O_3.$$

Сходно протекает реакция гидролиза и распада альбита:

$$Na_2Al_2Si_6O_{16} + 2H_2O = H_2Al_2Si_2O_8 + 2NaOH + 4SiO_2;$$

$$H_2Al_2Si_2O_8 = 2SiO_2 \cdot H_2O + Al_2O_3.$$

При глубоком гидролизе и распаде альбита в результате выветривания образуются истинные и коллоидные растворы кремнезема, окислы алюминия и гидроокись натрия, которая очень быстро в присутствии угольной кислоты превращается в углекислую щелочь (реакция карбонатизации). Реакция гидролиза алюмосиликатов — одна из наиболее распространенных в природе; она ведет к образованию подвижных соединений кремнезема, углекислых солей кальция, магния, натрия и калия.

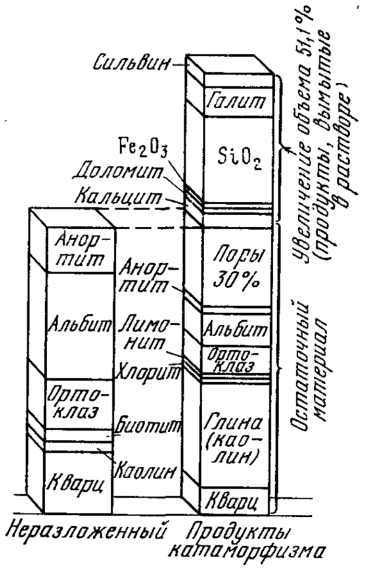


Рис. 19. Изменение объема гранита выветривании (даиные Ватсона, по Пустовалову, 1940)

Гидратация минералов обусловливает прибавку до 1000% к исходному содержанию влаги в породе и этим вызывает значительное увеличение ее объема. Общее же возрастание объема вновь образующейся выветрелой породы составляет до 50—150% по сравнению с исходным объемом (рис. 19).

В коре выветривания циркулируют обычно не пресные, а слабоминерализованные растворы. Поэтому процессы гидролиза и разрушения минералов под влиянием контакта с водой во много раз усиливаются.

Карбонатизация и декарбонатизация

Появление растворов щелочей и щелочных земель слабых концентраций в результате гидролиза минералов сопровождается под воздействием постоянно присутствующей угольной кислоты процессом карбонатизации, т. е. образованием бикарбонатов и карбонатов калия, натрия, кальция и магния.

В схеме процесс карбонатизации можно представить следующим примером:

$$Na_2SiO_3 + H_2CO_3 = Na_2CO_3 + H_2O + \underline{SiO_2},$$

$$\downarrow$$

$$2Na(OH) + H_2CO_3 = Na_2CO_3 + 2H_2O.$$

Процессу карбонатизации могут подвергаться и сульфиды, например:

$$Na_2S + H_2CO_3 \rightarrow Na_2CO_3 + \overset{\uparrow}{H_2S}.$$

В первом случае наряду с карбонатами появляются молекулярные или аморфные формы кремнезема. Во втором случае вместе с карбонатами образуется сероводород и происходит десульфирование породы.

Чем больше в природных водах растворена угольная кислота, тем интенсивнее будет процесс образования бикарбонатов и кремнезема и тем интенсивнее будет их миграция. В лесных областях холодного и умеренного пояса, где растворимость угольной кислоты в воде при сравнительно низкой температуре повышается, формирование карбонатов и их вынос будут протекать относительно более интенсивно.

В табл. 22 и 23 приводятся результаты лабораторных экспериментов с гидролизом и последующей карбонатизацией продуктов гидролиза горных пород Армении. Чем выше степень раздробленности породы, тем бо́льшая степень гидролиза, больший выход в раствор кремнезема, а также частично сульфатов и хлоридов и тем большее новообразование бикарбонатов. В присутствии угольной кислоты интенсивность процессов гидролиза, десиликации и новообразования бикарбонатов возрастает.

Развитие процессов карбонатизации ограничено запасом щелочей и щелочных земель в исходной горной породе. Нисходящие токи водных растворов, перенося в вертикальном и горизонтальном направлениях образующиеся бикарбонаты и карбонаты, постепенно создают в нижних горизонтах почв или коры выветривания иллювиальный горизонт аккумуляции карбонатов. Образуются скопления углекислого кальция в толще коры выветривания на склонах и в низменностях, куда приходят растворы

Таблица 22

Состав гидролизатов при воздействии на породы дистиллированной водой без CO_2, *мг*/100 *г* породы

(Агабабян, Ахумян, 1966)

Порода	Размер частиц, *мм*	CO_3^{2-}	Общая щелочность в HCO_3	Cl^-	SO_4^{2-}	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	pH
Гранит	1,00	Нет	13,00	4,00	52,00	2,16	Нет	0,43	7,00
	0,10	»	13,00	10,00	26,00	3,12	»	5,57	7,02
	<0,05	6,00	54,00	38,00	98,00	14,88	Сл.	6,29	9,71
Андезит	1,00	Нет	16,00	4,00	59,00	0,72	Нет	0,05	7,90
	0,10	»	19,00	4,00	29,00	3,12	»	0,53	7,50
	<0,05	»	32,00	4,00	35,00	8,16	Сл.	3,17	7,76
Туф черный	1,00	»	13,00	4,00	39,00	0,48	Нет	0,41	7,40
	0,10	»	10,00	4,00	29,00	2,40	»	0,77	7,40
	<0,05	1,00	11,00	6,00	18,00	12,00	Сл.	1,73	8,82
Туф красный	1,00	Нет	12,00	4,00	52,00	4,08	Нет	0,65	7,60
	0,10	»	12,00	4,00	19,00	1,92	»	1,25	7,60
	<0,05	»	17,00	6,00	11,00	9,84	Сл.	1,01	8,35
Сиенит	1,00	»	7,00	4,00	10,00	1,44	Нет	0,17	7,40
	0,10	Сл.	17,00	4,00	28,00	4,56	»	4,13	7,20
	<0,05	Нет	17,00	4,00	14,00	8,64	Сл.	5,55	8,64

Таблица 23

Состав гидролизатов при воздействии на породу дистиллированной водой, насыщенной CO_2, *мг*/100 *г* породы

(Агабабян, Ахумян, 1966)

Порода	Размер частиц, *мм*	Общая щелочность в HCO_3	Cl^-	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3
Гранит	1,00	10,00	3,00	0,58	2,16	Нет
	0,10	22,00	8,00	1,92	0,84	»
	<0,05	90,00	29,00	6,24	0,84	0,12
Андезит	1,00	15,00	3,00	1,34	0,58	Нет
	0,10	27,00	3,00	3,36	Нет	0,05
	<0,05	42,00	7,00	12,96	0,91	Нет
Туф черный	1,00	17,00	3,00	0,86	0,24	0,43
	0,10	22,00	3,00	1,44	0,36	Нет
	<0,05	25,00	3,00	2,30	0,19	»
Туф красный	1,00	25,00	3,00	1,92	0,36	»
	0,10	30,00	3,00	0,86	0,19	1,92
	<0,05	52,00	3,00	5,38	Нет	0,19
Сиениты	1,00	22,00	5,00	2,30	»	1,01
	0,10	45,00	3,00	8,88	»	0,10
	<0,05	107,00	3,00	13,63	»	0,12
Базальт	1,00	20,00	3,00	2,30	»	0,05
	0,10	45,00	2,00	2,40	»	0,05
	<0,05	115,00	3,00	12,48	»	0,24

Таблица 24

Химический состав речных вод, *мг*/*л*

(Clark, 1924; Keller, 1957)

Компонент	Реки земного шара в среднем	Области аллитизации	Амазонка	Миссисипи	Шатахучи, Джорджия	Подземные воды Нью-Мексико
CO_3	35,15	12,84	34,75	34,98	21,32	161(HCO_3)
SO_4	12,14	1,15	7,37	15,37	8,49	54
SiO_2	11,67	55,92	18,80	7,05	37,73	71
Cl	5,68	10,32	3,85	6,21	3,96	12
NO_3	0,90	0,97	—	1,60	1,32	0,6
Ca	20,39	0,38	21,12	20,50	9,06	32
Mg	3,41	2,65	2,57	5,38	1,51	8,8
Na	5,79	10,93	1,94	8,33	12,08	42
K	2,15	1,69	2,31	—	3,40	
Al_2O_3	2,75	—	7,29	0,45	—	—
Fe_2O_3	—	3,15	—	—	1,13	—

поверхностных и грунтовых вод. Так возникает карбонатная кора выветривания.

Когда все щелочи и щелочные земли из верхних горизонтов будут удалены в результате выщелачивания, начинается процесс постепенного обеднения толщи коры выветривания запасами углекислых солей, т. е. декарбонатизация. После выноса свободного углекислого кальция начнется вытеснение водородом обменного кальция и вынос последнего в виде бикарбонатов.

Вынос карбонатов из толщ коры выветривания на земном шаре достигает огромных размеров. Не случайно в составе солей речных вод (табл. 24) углекислые соли кальция занимают одно из первых мест. Ежегодный химический сток углекислого кальция с суши в океан с речными водами составляет около 557 670 тыс. *т*. Несмотря на то, что сток углекислого кальция в океан так велик, еще большие количества его задерживаются на суше в толщах элювия и делювия, а также в транзитной и аккумулятивной коре выветривания.

Процессы окисления

Соединения железа, марганца, меди, кобальта, хрома, ванадия в магматических горных породах находятся обычно в восстановленной форме. Закисные формы этих металлов содержатся в слюдах, оливинах, метасиликатах, а также сульфидах. В процессе выветривания бо́льшая часть закисных форм железа, марганца и других элементов переходит в окисные формы с соответственным изменением первоначальной окраски породы из темной голубоватой и зеленоватой на желтую, оранжевую, красную, фиолетовую.

Процесс окисления сульфидов железа, марганца, меди сопровождается образованием их окислов и свободной серной кислоты. Реакция окисления сульфида железа протекает следующим образом:

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \rightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4.$$

Сульфат железа окисляется дальше:

$$12FeSO_4 + 3O_2 + 36H_2O \rightarrow 4[Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O] + 2Fe_2O_3.$$

Серная кислота, являясь сильным химическим реагентом, в свою очередь, играет роль мощного фактора глубокого химического выветривания первоначальных горных пород. Она разрушает карбонаты и алюмосиликатные минералы, образует сернокислые соли, поступающие в дальнейшем в геохимический поток. Пониженная растворимость сульфидов и ряда сульфатов способствует, однако, тому, что эти соединения серы задерживаются на суше в значительных размерах.

Процессы окисления, восстановления, карбонатизации и десульфирования могут неоднократно сменять друг друга. Восстановительные процессы ведут к подщелачиванию среды тем большему, чем сильнее и дольше выражен анаэробный режим. Окисление сопровождается сильным подкислением среды и декарбонатизацией. Чем сложнее история коры выветривания и почв, тем многократнее процессы образования и разрушения сульфидов, образования и разрушения карбонатов.

Процессы восстановления

Процессы восстановления играют весьма существенную роль в выветривании минералов, содержащих в качестве компонентов железо, марганец, кобальт, никель, т. е. элементы с переменной валентностью. Восстановительная среда (дефицит кислорода) может быть создана пересыщением породы влагой, накоплением и распадом органического вещества, высокой плотностью породы и ее низкой пористостью. При этом всегда анаэробные условия осложняются работой микроорганизмов, отнимающих в процессе жизнедеятельности кислород от соединений железа или марганца. Образуются подвижные соединения бикарбонатов двухвалентного железа и марганца. Часто появляются хелатные формы их соединений с органическим веществом. В итоге в элювиальных анаэробных условиях будет происходить мобилизация соединений железа и марганца, разрушение и обесцвечивание железо- и марганецсодержащих пород.

В транзитную кору выветривания и особенно в аккумулятивную кору выветривания подвижные соединения железа и марганца поступают вместе с приходящими почвенными и грунтовыми водами. При аэрации, при использовании их растениями и при испарении будет происходить интенсивное накопление вторичных минералов типа окислов железа и марганца. Иногда образуются плотные конкреции или ожелезненные прослои. Часто формируются марганцово-железистые кирасы, панцирь и мощные толщи латерита или руды. Так как в транзитные и аккумулятивные ландшафты приходят также растворы соединений кремнезема, то здесь происходит интенсивное образование вторичных ферри- и ферросиликатов, включая ферримонтмориллонит, феррибейделлит и глауконит.

Процессы десиликации и ресиликации

Воздействие воды, особенно содержащей угольную кислоту или растворенные соли, на раздробленную массу первичных минералов магматических горных пород сопровождается интенсивным образованием подвижных соединений кремнезема. Обычно воды, циркулирующие в грубообломочных толщах изверженных и осадочных пород, содержат от 10 до 50 *мг/л* SiO_2 в растворенной форме. Вместе с водами поверхностного и подземного стока соединения подвижного кремнезема, образующиеся при выветривании, выносятся из коры выветривания. Особенно высок вынос соединений кремнезема в щелочной среде, которая долго удерживается на ранних стадиях выветривания. Вынос SiO_2 в древних корах выветривания влажных тропиков составляет до 80—90% его исходного содержания в породах.

Как видно из данных табл. 24, соединения кремнезема в речных водах занимают среди анионов третье или второе место (а иногда первое). Поэтому ежегодный химический сток кремнезема в Мировой океан велик и достигает 300 тыс. *т* SiO_2 в год. Процесс десиликации горных пород при выветривании является универсальным и наблюдается в разнообразных климатических условиях. Но особенно сильный вынос кремнезема происходит в условиях жаркого и влажного субтропического и тропического климата, ведущего к образованию богатых алюминием и бедных кремнеземом аллитных кор выветривания и глин (рис. 20).

Однако соединения кремнезема, так же как и углекислый кальций и гипс, в большой степени задерживаются на суше, выпадая в форме хи-

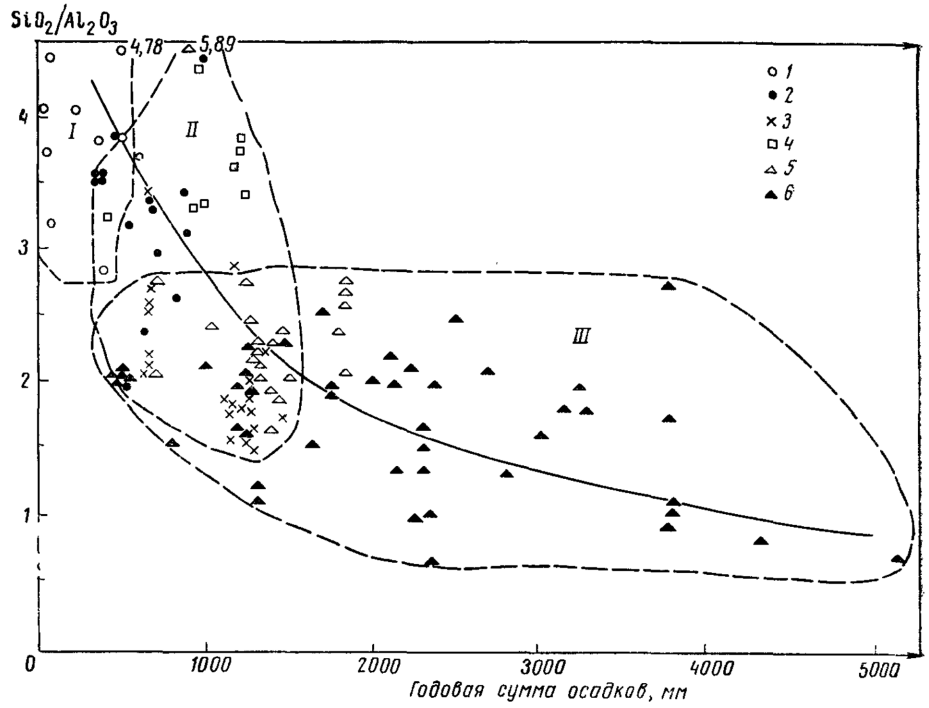


Рис. 20. Осадки и отношение SiO_2/Al_2O_3 в глинистой фракции тропических и субтропических почв (Reifenberg, van Baren, 1954; Pagel, 1963)

1 — полупустынные и щелочные почвы;
2 — средиземноморские красноземы;
3 — субтропические красноземы;
4 — субтропические и тропические черноземы;
5 — тропические красноземы;
6 — латеритные красноземы и латериты;
I—III — области различной степени выноса кремнезема

мических и биогенных осадков. Огромная часть углекислого кальция и кремнезема, поступивших при выветривании в природные воды, расходуется организмами на создание панцирей, раковин или скелета, вовлекается в состав растительных тканей, превращаясь вначале в аморфные опаловидные, а в последующем в окристаллизованные формы соединений, такие, как халцедон и кварц. Иногда осадки вторичного опаловидного кремнезема образуют цементированные прослои и даже мощные горизонты.

Соединения углекислого кальция и кремнезема, кроме того, задерживаются в толщах продуктов выветривания, давая скопления и новообразования, вызывая закарбоначивание и окремнение осадочных отложений, кор выветривания и почв. Особенно резко выражены скопления углекислого кальция и кремнезема в условиях засушливого и пустынного климата, где вследствие интенсивного испарения концентрации природных растворов быстро возрастают. Окремнение коры выветривания и осадочных отложений достигает таких больших степеней, что происходит полное замещение кремнеземом толщ извести, гипса, скоплений органических веществ и т. д. Этот тип коры выветривания можно встретить в засушливых зонах Латинской Америки и Австралии. Значительная часть соединений кремнезема вступает в реакцию с каолинитом, галуазитом, а так-

же с гидроокисями алюминия, железа и марганца, освобождающимися при выветривании.

В результате этого взаимодействия возникают вторичные глинные минералы типа аллофанов, монтмориллонита, иллита, каолинита и др.

Разрушение минералов организмами

Как высшие, так и низшие организмы в процессе роста и взаимодействия с внешней средой поглощают известное количество минеральных веществ. При этом низшие организмы (бактерии, лишайники) способны поглощать калий, фосфор, кальций, магний, серу непосредственно из минералов. Под прямым воздействием живых корней растений интенсивно разрушаются первичные минералы магматических пород. Поглощение минеральных веществ корнями проходит далеко не пропорционально их содержанию во внешней среде. Интенсивно поглощаются растениями такие элементы, как Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, S, P, Na. Поглощение катионов корешками сопровождается выделением иона водорода, который,

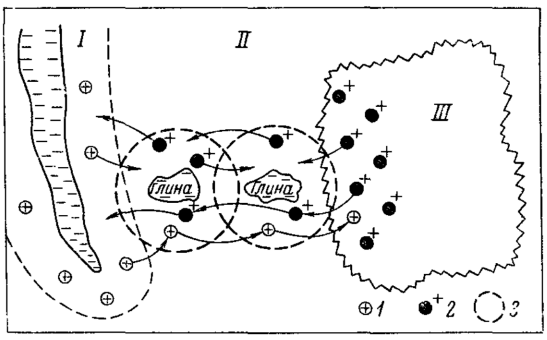


Рис. 21. Схема движения и обмена катионов между коллоидными частицами и корневым волоском. Модификация Иенни (1939) и Альбрехта (1946), из книги В. Д. Келлера (Keller, 1957)

I — корневой волосок;
II — глинистая коллоидная частица;
III — фрагмент минерала;
1 — ион водорода;
2 — катионы ($Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, $K^{\cdot}$ и пр.);
3 — осциллятивный объем коллоидной частицы

внедряясь в кристаллическую решетку минерала, вызывает его разрушение (рис. 21).

Содержание зольных веществ в составе различных растений колеблется от 2 до 40% на массу сухого вещества. С учетом прироста фитомассы в биогенный круговорот растительные организмы в среднем ежегодно захватывают до 500—1000 *кг/га* зольных веществ. Экстракция минеральных веществ растениями и микроорганизмами вызывает глубокие изменения в природе первичных минералов и является одним из проявлений так называемого биохимического (биологического) выветривания. Захваченные организмами минеральные вещества в дальнейшем возвращаются вновь в кору выветривания и почву. Часть этих веществ образует вторичные минералы (например, опал фитолитарий). Другие начинают взаимодействовать с минералами породы, являясь иногда весьма сильными химическими реагентами.

Наиболее сильными реагентами биологического выветривания являются кислоты, образующиеся в результате деятельности организмов, например азотистая и азотная, уксусная и щавелевая, угольная и, возможно, фосфорная. Органические кислоты, возникающие в процессе гумусообразования, являются также сильными реагентами, ускоряющими процессы выветривания.

Как показали лабораторные опыты И. А. Ассинг (1950) и М. А. Глазовской (1950), разложение минералов магматических горных пород идет тем быстрее, чем больше продуцируется фульвокислот микроорганизмами.

Микроорганизмы и низшие водоросли являются весьма активными осадителями соединений железа и марганца, углекислого кальция, кремнезема.

Хелатизация металлов

Хелатизация металлов является мощным фактором биохимического выветривания минералов и извлечения ионов из кристаллических решеток минералов. Образование комплексных соединений органо-минерального характера может происходить в ходе питания растений, когда, поглощая катион, растение выделяет органические соединения хелатного типа. Хелатные соединения могут образоваться в ходе распада органического вещества либо под влиянием деятельности микроорганизмов. Хелатными свойствами обладают водные экстракты из листьев и хвои, продукты разложения навоза, гумус (особенно фульвокислоты), некоторые аминокислоты, лимонная, молочная, тартаровая и другие кислоты. Хелатные свойства имеют также энзимы, ферменты и другие физиологически активные соединения. Находясь в составе хелатного соединения, катион практически защищен от реакций осаждения. Вынос и миграция соединений в форме хелатов могут быть весьма интенсивными. Роль хелатных соединений особенно значительна в судьбах железа, алюминия, марганца, меди, цинка как на стадии их выноса, так и на стадиях их приноса и накопления в аккумулятивных типах коры выветривания.

Обменные реакции

Обменные реакции (между водными растворами и высокодисперсными минералами, между тончайшими корешками растений и минералами) являются постоянно действующими агентами выветривания минералов.

По-видимому, наиболее сильным фактором является замещение металлов в кристаллической решетке водородным ионом из воды, а также из растворов угольной, азотной, азотистой, серной и органических кислот корневых систем, что и вызывает гидролиз минералов. Корневые волоски растений обычно имеют отрицательный заряд, кислую реакцию (pH=2—4) и значительную поглотительную способность (до 14—30 *мг-экв* на 100 *г* сухого вещества).

В ходе вегетативного развития и минерального питания растений корни через обменно-поглотительный аппарат извлекают значительные количества катионов, отдавая взамен водород. Внедрение водорода в точки, занятые металлическими ионами, вызывает разрушение кристаллической решетки минералов. Перестройка минералов под влиянием обменных реакций может быть вызвана также сорбцией коллоидами натрия, кальция, магния или калия, часть из которых может при этом перейти в необменное состояние в процессе возникновения новых минералов монтмориллонита, слюд и др.

Насыщение глинных минералов натрием или литием вызывает их интенсивную пептизацию и, по-видимому, даже переход части компонентов при щелочном гидролизе в подвижные растворы (например, алюминат или коллоидные растворы кремнезема).

Значение реакции среды

Значение реакции среды в процессах выветривания исключительно велико. Чем выше кислотность циркулирующих растворов, тем их «агрессивность» в отношении минералов сильнее.

Кислые воды с pH<6 способствуют выносу из сферы выветривания кальция, стронция, меди, цинка, восстановленных железа и марганца. Щелочные растворы (pH=8—9—10) способствуют миграции соединений кремнезема: их выносу в элювиальных условиях, притоку и накоплению в транзитных и аккумулятивных условиях.

Надо иметь в виду, что в непосредственной близости к поверхности частиц первичных минералов фактическая реакция может быть резко щелочной с pH=9—10 (иногда 11) вследствие гидролиза алюмосиликатов и образования микроколичеств щелочных растворов (типа KOH или Na_2CO_3 и т. д.). Щелочная реакция обеспечивает вынос глинозема (дезалюминизация) из сферы элювиальной коры выветривания. В ходе выноса самих щелочей и щелочных земель (дебазация) реакция среды постепенно усредняется, делается нейтральной и, наконец, кислой. Это ослабляет десиликацию продуктов выветривания, особенно когда pH снизится до 2—3, что бывает, однако, весьма редко. Соединения алюминия имеют наименьшую подвижность в интервалах pH=4,5—8,5.

Различия в поведении кремнезема и алюминия в связи с различиями в реакции среды влекут за собой их разделение в пространстве при миграции. Вторичные минералы, возникшие в щелочной и нейтральной среде, преимущественно имеют широкое отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ (например, монтмориллонит). Вторичные минералы, образованные в резкокис-

Таблица 25

Выветривание гранита в тропических условиях
(Келлер, 1957)

Компонент	*а**, %	*б*, %	Ионы	*в*	*г*	*д*	*е*
SiO_2	72,27	65,17	Si	63,07	52,61	37,60	—25,47
Al_2O_3	14,01	21,30	Al	14,47	20,25	14,47	—
Fe_2O_3	1,95	1,38	Fe	1,78	1,21	0,86	—0,92
FeO	0,60	0,53					
MgO	0,84	0,70	Mg	1,10	0,82	0,59	—0,51
CaO	1,15	0,23	Ca	1,10	0,15	0,11	—0,99
Na_2O	2,70	0,19	Na	4,51	0,29	0,21	—4,30
K_2O	5,03	3,27	K	5,66	3,39	2,42	—3,24
H_2O	0,52	7,13	H	3,04	38,37	27,42	+24,38
Mn O	0,27		Mn	0,16			
TiO_2	0,58	0,65	Ti	0,37	0,39	0,29	—0,08
P_2O_5	0,04		P				
	99,92	100,35	O	160,00	160,00	114,34	—45,66

* *а* — свежий гранит;
б — белая песчанистая глина;
в — состав свежего гранита в ионах при 160 ионах кислорода;
г — состав белой песчанистой глины в ионах при 160 ионах кислорода;
д — расчетный состав белой песчанистой глины при константном алюминии;
е — сравнение *в* и *д*.

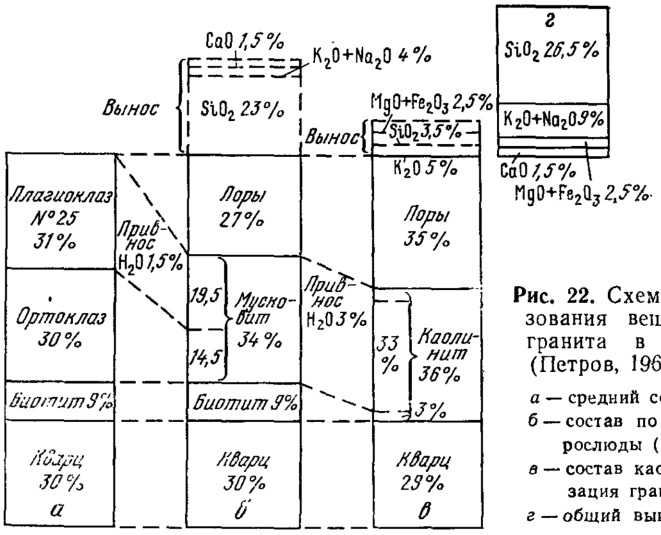


Рис. 22. Схемы движения и преобразования вещества (вес.%) среднего гранита в процессе выветривания (Петров, 1967)

а — средний состав гранита;
б — состав по границе зон дресвы и гидрослюды (мусковитизация гранита);
в — состав каолинитовой зоны (каолинитизация гранита);
г — общий выиос в процессе выветривания

лой среде,— преимущественно узкое отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ (например, каолинит) или даже вовсе без участия кремнезема, например в бокситовой коре выветривания (бемит).

В табл. 25 приведены данные пересчетов В. Д. Келлера (Keller, 1957) по выносу элементов при выветривании гранита в тропиках. Степень выноса элементов по отношению к алюминию может быть отражена следующим рядом: Na и Ca≈95—99%, K≈60, Mg и Fe≈50, Si≈40%.

В абсолютных цифрах, однако, при выветривании гранита в тропиках наибольшие потери приходятся на кремний, так как из 1 *т* породы его вынос в данном примере составляет около 156 *кг*, в то время как все остальные вынесенные элементы в сумме составляют около 100 *кг*. К сходным выводам (рис. 22) приходит и В. П. Петров (1967). Эта особенность проявляется отчетливо во влажных тропиках, но в условиях элювиального ландшафта процессы десиликации и дебазации повсеместны, хотя степень выраженности выноса кремния и оснований тем меньшая, чем суше климат, меньше развита жизнь в ландшафте и хуже выражен естественный дренаж.

ПРОДУКТЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ИХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ

Так как процессы выветривания являются частью непрерывного геологического и биологического круговорота веществ, то нельзя полагать, что выветривание доходит «до конца», т. е. до образования каких-то «конечных продуктов». Однако для определенных стадий процесса выветривания, для типов коры выветривания и для определенных географических ландшафтов характерны более или менее устойчивые группы первичных и вторичных минералов, являющихся «конечными» для данных условий и времени. Рассмотрим главные продукты выветривания.

Остаточные первичные минералы

Наиболее устойчивые против выветривания минералы: циркон, турмалин, монацит, гранат, ильменит, магнетит, кварц, ставролит и другие, являются остаточными первичными минералами, которые всегда относительно накапливаются в древних элювиальных корах выветривания. Среди полевых шпатов наиболее стойки альбит и олигоклаз; лабрадорит, анортит, андезин гораздо менее стойки. Поэтому альбит и олигоклаз в наибольших количествах накапливаются в элювиальной коре выветривания. При размыве и переотложении элювиальных кор выветривания остаточные первичные минералы оказываются в делювии, пролювии или аллювии и служат индикаторами мест, откуда транспортировались эти минералы.

Вторичные минералы

В результате процессов выветривания образуются вторичные минералы; они входят в состав коллоидных, надколлоидных, илистых и пылеватых фракций мелкозема. Некоторые из них более характерны для элювиальных кор выветривания, являясь преимущественно вторичными остаточными минералами: опал, вторичный кварц, аллофан и аллофаноиды, каолинит и галлуазит, гетит, гиббсит, гидраргиллит, бемит, анатаз, диаспор.

Многие вторичные минералы чаще характерны для аккумулятивных и транзитно-аккумулятивных типов коры выветривания, где они образуются после более или менее продолжительной раздельной миграции их компонентов в виде водных растворов. Сюда относятся: маршалит, опал, халцедон и вторичный кварц, в большой степени лимонит, гетит и гематит, во многих случаях иллит, монтмориллонит, вермикулит и ферримонтмориллонит. Иногда и минералы гидроокислов алюминия, т. е. типичные остаточные продукты, обнаруживаются также в аккумулятивной коре выветривания. Впрочем, ряд авторов считает монтмориллонит, иллит и минералы гидроокислов железа также типичными остаточными (in situ) продуктами выветривания. Чаще всего это характерно для ранних стадий выветривания или для районов засушливого климата.

Таким образом, в процессе выветривания происходят очень глубокие изменения в минералогическом составе породы.



Рис. 23. Изменение минералогического состава при образовании коры выветривания пород среднего карбона (Самодуров, 1952)

1 — неизмененные породы древнего карбона;
2 — серые и пепельно-серые породы первой стадии выветривания;
3 — пестрые желтые и красные породы второй стадии выветривания;
4 — белые глины третьей стадии выветривания

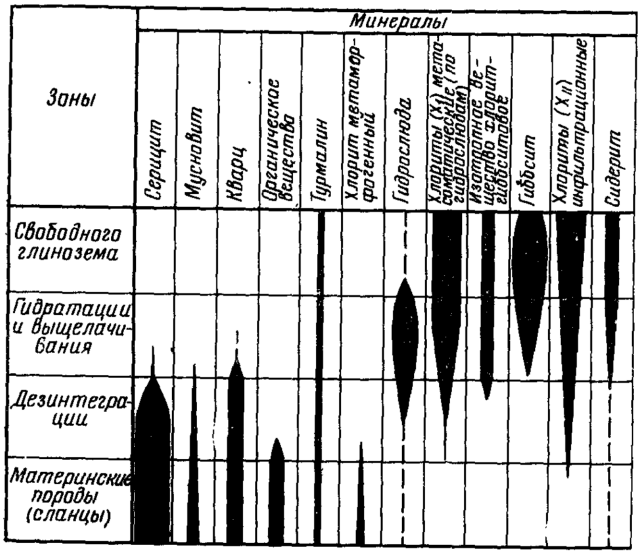
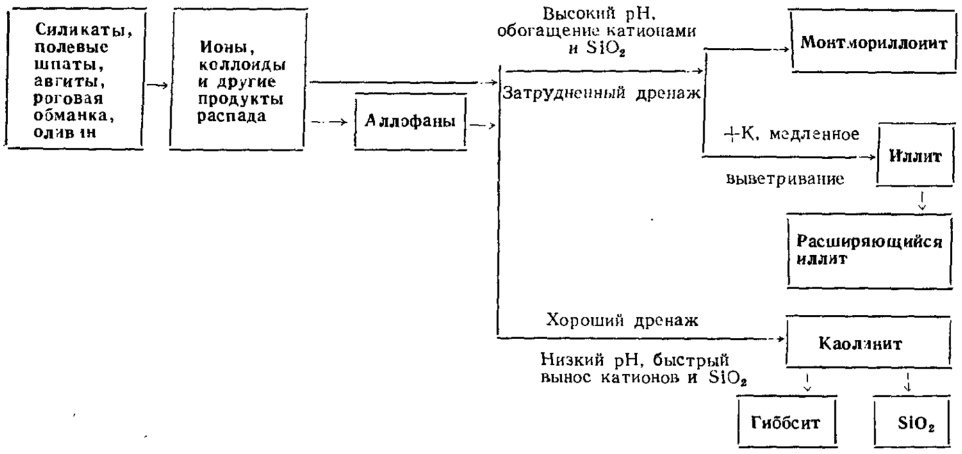


Рис. 24. Распределение минералов в сильно аллитизированной древней коре выветривания

Минералы, свойственные неизмененной породе (оливин, авгиты, полевые шпаты, слюды, пирит, кальцит), исчезают, замещаясь вновь синтезированными минералами окислов железа, алюминия, марганца, кремния или вторичными алюмосиликатами, такими как монтмориллонит, иллит, каолинит, галлуазит. Это положение хорошо иллюстрируется рис. 23, 24 и следующей схемой:

Влияние условий дренажа и pH на неосинтез минералов
(по Пагелю, 1963, с дополнениями автора)



Легкорастворимые продукты выветривания

Наряду с нерастворимыми и малорастворимыми минералами при выветривании образуется весьма большое количество растворимых подвижных продуктов: хлоридов, сульфатов, карбонатов и силикатов щелочей и щелочных земель, а также небольшое количество растворенных соединений кремния, железа, алюминия, марганца, кобальта, никеля, цинка, фосфора. Эти продукты в разных пропорциях находятся в почвенных, грунтовых, ключевых водах и передвигаются с ними по уклону местности в озера, моря, а также в поймы и дельты рек, в низменности и депрессии.

Часть вод при движении расходуется на транспирацию и испарение. По мере достижения насыщенности раствора соединения по пути их миграции осаждаются в делювии, пролювии и конусах выносов вдоль гор, в древних и современных аллювиальных террасах, в дельтах, лагунах и маршах приморских побережий. Чем суше климат и выше испарение и транспирация, тем интенсивнее идет накопление в транзитных и аккумулятивных ландшафтах продуктов, транспортируемых наземными и подземными водами. Таким путем происходит гидрогенная (или гидроморфная) аккумуляция вторичных минералов разного рода в осадочных породах и в почвах с образованием транзитной и аккумулятивной коры выветривания. При этом возникают сложные реакции между минералами осадочной породы и почвы и соединениями, приносимыми грунтовыми, почвенными или речными водами.

В аккумулятивном ландшафте, т. е. при плохом дренаже, происходит не вынос, а приток продуктов выветривания. Порода обогащается новыми минеральными соединениями, начинается и прогрессирует синтез новых минералов. Этим путем образуются мощные скопления минералов железа и марганца. Приток растворов кремнезема вызывает ресиликацию гиббсита и его превращение в каолинит, а затем и в монтмориллонит. Избыток приходящего кремнезема может повлечь образование кремневых кор. Происходят процессы обызвествования, доломитизации, загипсования осадочных пород и почв. Во всех перечисленных случаях обычно формируются плотные непроницаемые горизонты типа кирасы, ортштейна или латерита, плотной глины, твердых окремненных, известковых или гипсовых прослоев и горизонтов (так называемых хардпенов). В условиях засушливого климата ко всем этим процессам присоединяется интенсивное соленакопление в грунтовых водах, почвах, осадочных породах.

Поднятие аккумулятивного ландшафта и его эрозионное расчленение влекут превращение аккумулятивной коры выветривания в неоэлювий. Накопившиеся ранее продукты гидрогенной аккумуляции «наследуются» неоэлювием и являются остаточными реликтовыми признаками прошлого аккумулятивного типа коры выветривания.

Взаимодействие продуктов выветривания и синтез новых минералов

Выветривание горных пород и минералов нельзя рассматривать как односторонний процесс непрерывного разрушения. Это справедливо лишь в отношении магматических пород, которые, не будучи стойкими в обстановке наземных термодинамических условий, подвергаются разрушению. Вновь образующиеся продукты выветривания, находясь в непрерыв-

ном перемещении, взаимодействуют одни с другими, что ведет к синтезу новых минеральных компонентов. Особенно велико при этом значение таких физико-химических реакций, как коагуляция, поглощение, обменное замещение. Образующиеся при выветривании коллоидные соединения кремнезема имеют отрицательный заряд. В то же время коллоидные частицы гидроокисей алюминия и железа имеют заряд положительный. При контакте противоположно заряженные коллоидные частицы полуторных окислов и кремнезема нейтрализуются в процессе взаимной коагуляции. В результате возникают глиноподобные аморфные (аллофаноиды), а в последующем и кристаллические вторичные минералы: каолинит, монтмориллонит, байделлит и др. Вторичные глинные минералы прежде всего синтезируются там, где образуются исходные компоненты.

Таким образом, формирование остаточных (элювиальных) типов коры выветривания происходит обязательно с участием вновь синтезированных глинных минералов. Но так как некоторая часть кремнезема и полуторных окислов мигрирует с природными водами, то процесс коллоидно-химического синтеза вторичных алюмосиликатных минералов широко происходит и при формировании транзитных и особенно аккумулятивных типов коры выветривания.

На ранних стадиях выветривания, особенно в областях умеренного и холодно-умеренного климата, в качестве остаточных вторичных минералов образуются гидрослюды и серицит. В условиях щелочной среды и теплого сухого климата в аккумулятивных ландшафтах, где имеется приток соединений кремнезема, полуторных окислов, щелочей и щелочных земель, широко представлено новообразование монтмориллонита, нонтронита, вермикулита. В условиях влажного теплого субтропического климата при длительном глубоком выветривании и разрушении минералов в кислой среде преимущественно образуются минералы группы каолинита.

Во влажных тропиках вследствие полного разрушения минералов и выноса оснований и кремнезема выветривание доходит до ферраллитной и аллитной стадий, когда в числе вторичных минералов преобладают окислы и гидроокислы железа и алюминия (лимонит, гетит, гематит, гидраргиллит, бемит и др.).

В настоящее время считается доказанным факт превращения гиббсита в каолинит, если имеется приток растворов кремнезема. При продолжающемся притоке кремнезема, калия, магния в нейтральной и щелочной среде каолинит может быть превращен в иллит, а последний — в монтмориллонит или вермикулит.

Процесс обогащения аккумулятивной или транзитно-аккумулятивной коры выветривания минералами с более широким отношением кремнезема и глинозема (ресиликация) обычно происходит в транзитных и аккумулятивных ландшафтах, но иногда наблюдается в отдельных горизонтах элювиальной коры выветривания, куда вмываются продукты выветривания сверху. Условия формирования и накопления вторичных алюмосиликатных минералов показаны на рис. 25, 26 и 27.

На всех стадиях выветривания происходит постоянное появление хлоридов и новообразование карбонатов и сульфатов щелочей и щелочных земель. Систематически появляются в малых количествах нитриты, нитраты и фосфаты. Воднорастворимые минералы уносятся из коры выветривания остаточного (элювиального) типа при промывном водном режиме. Однако в условиях аридного климата там, где испарение превышает поступление влаги с атмосферными осадками, в транзитных и

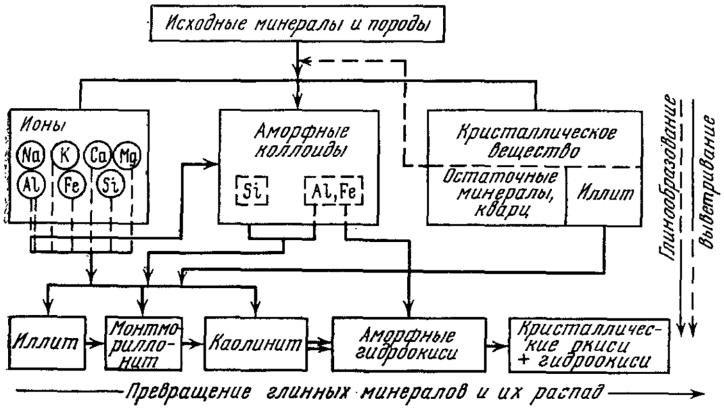


Рис. 25. Схема образования продуктов выветривания, их распада и взаимодействия (Pagel, 1963)

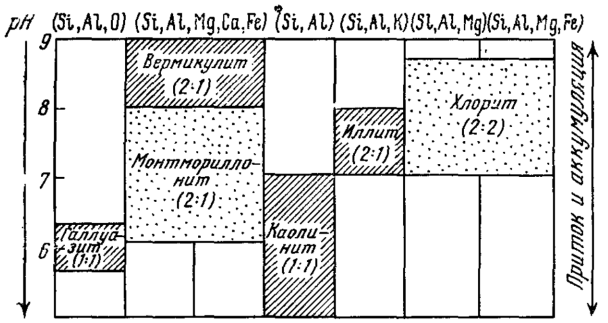


Рис. 26. Условия формирования вторичных минералов (Degens, 1965, с изменениями автора)

Стрелка вниз — дренированность и вынос

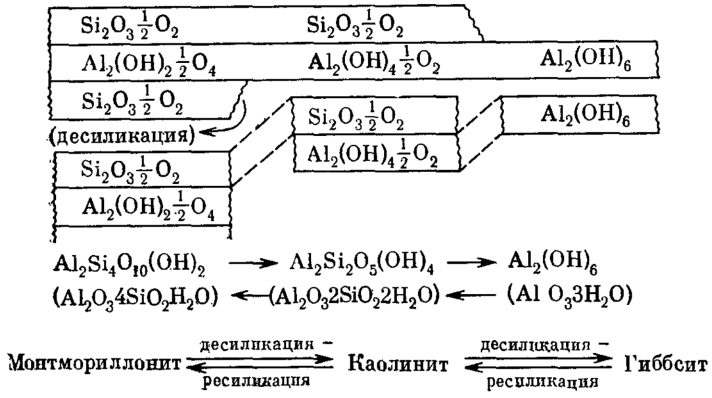


Рис. 27. Схема обратимых реакций десиликации и ресиликации гиббсита, каолинита, монтмориллонита (Jackson a. o., 1952)

аккумулятивных ландшафтах соли выпадают в осадок из делювиальных и грунтовых вод с образованием известковых, гипсовых и солевых горизонтов, пластов, кор или кирас. Образуются карбонатная, гипсовая, хлоридно-сульфатная или нитратная коры выветривания, столь известные в саваннах, степях и пустынях земной суши. Общие условия накопления этих продуктов выветривания показаны на рис. 28.

Большая часть соединений фосфора также уносится подземными и речными водами в Мировой океан, но значительная часть фосфорной кислоты, взаимодействуя с кальцием, железом, алюминием, выпадает в осадок и остается в пределах коры выветривания и осадочных пород, вызывая так называемую фосфатизацию пород.

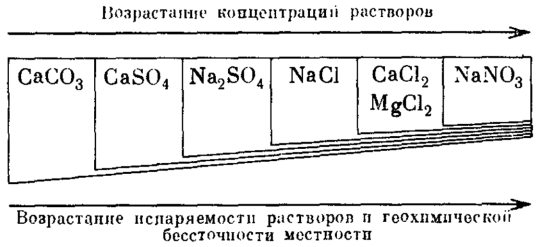


Рис. 28. Условия, последовательность и сочетание совместного накопления воднорастворимых продуктов выветривания

Чем дольше и интенсивнее протекают процессы выветривания, тем в большей степени измельчаются обломки горных пород и минералов и тем в большей степени для коры выветривания характерны вторичные минералы, являющиеся синтетическими продуктами выветривания и почвообразования в соответствующей физико-географической среде.

Образующиеся глинные вторичные минералы коры выветривания обладают высокой поглотительной способностью в отношении катионов. Чем выше отношение кремнезема к полуторным окислам в глинистых минералах, тем выше их поглотительная способность. Поглощающий аппарат коры выветривания, в свою очередь, играет большую роль в судьбах продуктов выветривания. Так, калий обычно необратимо поглощается вторичными алюмосиликатами в процессе образования гидрослюд, серицита. В этом одна из причин, почему соли калия не образуют больших солевых скоплений в аккумулятивной коре выветривания, подобно солям натрия. Те вторичные алюмосиликаты, для которых характерно узкое соотношение кремнезема и полуторных окислов (каолинит), и особенно те продукты выветривания, в которых велико содержание свободных окислов алюминия и железа (аллитная кора выветривания или ортштейн), обладают активной способностью поглощения и фиксации соединений кремния, фосфора, серы, азота в форме анионов. Гидроокиси марганца являются сильным сорбентом, поглощающим большое число различных химических элементов.

К числу сорбционных реакций, ведущих к вторичному минералообразованию, необходимо также отнести поглощение атмосферными соединениями кремнезема ионов магния, а также фиксацию полуторных окислов.

В делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложениях идут и другие реакции взаимодействия продуктов выветривания. Осадки углекислого кальция, подвергаясь воздействию солей магния, доломитизируются. Магний и калий легко и необратимо поглощаются при синтезе

глинных минералов. В итоге это приводит к изъятию соединений магния из мигрирующих природных растворов.

Подвижные растворы кремнезема, вытесняя в толщах гипсов анион серной кислоты и в осадках углекислого кальция анион угольной кислоты, вызывают широко известное явление окремнения осадочных пород и коры выветривания. Процессы доломитизации и окремнения могут формировать плотные, не проницаемые для корней горизонты, прослои и скопления конкреций.

Матрица и плазма как продукты выветривания

Кора выветривания и ее отдельные горизонты в конце концов приобретают характер закономерно гомогенной массы, имеющей типичную структуру. Эта мелкоземистая масса с отдельными частицами называется «матрица». Так как в породе и почве всегда присутствуют «скелетные» частицы первичных или вторичных минералов, то употребляется название «С-матрица», т. е. скелетная матрица. «С-матрица» коры выветривания и почв состоит из «скелета», «плазмы» и пустот, или «войдов» (Brewer, 1964).

В скелете присутствуют главным образом крупночастичные остаточные минералы, хотя могут быть и вторичные образования вроде конкреций. Плазма включает собственно вновь образованные продукты коры выветривания и почвообразования: кристаллические и аморфные вторичные минералы (алюмосиликатные, окислы, сульфиды), малорастворимые и легкорастворимые соли, органические и органо-минеральные соединения. Плазма тесно взаимодействует со скелетом, образуя пленки, потеки, наросты на поверхности отдельных частиц и на структурных агрегатах или выполняя пустоты, микротрещины и поры. Плазма определенных горизонтов и стадий коры выветривания имеет определенную структуру (fabric) ткани: мозаичную, волокнистую, потечную, однородную, ориентированную, изотропную, анизотропную и т. д.

Микроморфологические исследования на плоско-параллельных тонких шлифах позволяют на основании оценки характера плазмы, скелета и их структуры судить об истории коры выветривания, об интенсивности и условиях выветривания. Но что особенно важно, микроморфологическое изучение плазмы позволяет судить о наиболее тонких и активных компонентах, которые образуются при выветривании и почвообразовании и которые передвигаются в нисходящем, боковом или восходящем направлениях. В сочетании с данными химического анализа, рентгенометрии и электронной микроскопии микроморфологические исследования позволяют очень точно оценивать продукты выветривания.

ПОКАЗАТЕЛИ СТЕПЕНИ ВЫВЕТРЕЛОСТИ ПОРОДЫ

Морфологическое описание разреза или обнажения коры выветривания дает качественно-количественное представление о степени выветрелости горной породы по изменениям окраски, текстуры, твердости породы по профилю. Мощность оземленных разрыхленных горизонтов является объективным показателем интенсивности и продолжительности выветривания, а также характеристикой сохранности продуктов выветривания. Удобным и простым показателем физической выветрелости породы является процентное содержание по профилю коры выветривания обломоч-

ного скелетного материала и содержание мелкозема. Образование глинных минералов — результат выветривания, поэтому показателем степени выветрелости служит содержание по профилю дисперсных частиц диаметром $<0{,}01$ и $<0{,}001$ *мм*.

При всех таких сопоставлениях разных горизонтов должна быть, однако, уверенность в том, что изучаемая кора выветривания была в прошлом однородной, а не слоистой породой. Исходная разнородность породы по профилю, конечно, осложняет оценку степени ее выветрелости. Оценка степени химической выветрелости коры выветривания осадочной породы может быть произведена по наличию или отсутствию в ней углекислого кальция, гипса или легкорастворимых солей, а в случае их наличия — по характеру распределения этих солей в толще породы по глубине (глубина и форма скоплений). Принимая во внимание, что в результате химического выветривания происходят процессы дебазации (потери оснований) и десиликации при относительном остаточном накоплении окислов алюминия и железа, для оценки степени выветрелости применяют несколько специальных индексов.

Индекс молекулярного отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ в илистой или коллоидной фракции по профилю толщи коры выветривания хорошо иллюстрирует степень десиликации или ресиликаци продуктов выветривания по сравнению с породой. Отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ порядка 3—4 считается признаком «нормального» содержания соединений кремния в илистой фракции. По мере десиликации и аллитизации породы этот индекс может снизиться до 1; 0,5; 0,1 и даже до 0,05—0,01. Этот же индекс может быть использован в интерпретации данных валового анализа образцов коры выветривания, породы и почвы.

Иногда берется индекс $SiO_2 : R_2O_3$, т. е. отношение кремнезема к сумме полуторных окислов. Использование этого индекса оправдывается особенно в тех случаях, когда имеется абсолютная или относительная аккумуляция в коре выветривания окислов железа.

Потеря или накопление в продуктах выветривания оснований (Na, K, Mg, Ca) могут быть охарактеризованы, исходя из данных валового анализа по молекулярному отношению суммы оснований к окислам алюминия

$$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}, \quad \frac{CaO + MgO}{Al_2O_3} \quad \text{или} \quad \frac{Na_2O + K_2O + CaO + MgO}{Al_2O_3}$$

в горизонтах коры выветривания и в неизмененной породе. Принимая этот индекс для неизмененной породы за эталон, можно видеть, что в элювиальных корах выветривания индекс всегда ниже: в каолинитовых и аллитных корах выветривания величина его может быть 0,2 и даже 0,05—0,01. В аккумулятивных корах выветривания как отношение $SiO_2 : Al_2O_3$, так и отношение суммы оснований к глинозему будет всегда выше эталона. Это объясняется абсолютным накоплением соединений кремния, щелочей и щелочных земель в толщах аккумулятивной коры выветривания.

Степень выветрелости и выноса элементов из коры выветривания можно также оценить, сравнивая абсолютное содержание элемента в единице объема в породе и в горизонтах выветривания. В данном случае вводится «индекс устойчивости». Например, для каолинитово-аллитной коры выветривания побережья Кавказа в районе Батуми Н. А. Лисицина и М. А. Глаголева (1968) рассчитали «коэффициент устойчивости», исходя из отношения содержания каждого элемента в единице объема

(*мг/см*³) выветрелой породы к его содержанию (*мг/см*³) в невыветрелой породе. Было установлено, что щелочи и щелочные земли в батумской коре выветривания имеют коэффициент устойчивости порядка 0,02—0,08; кобальт, хром, фосфор, кремний имеют коэффициент 0,2—0,3; алюминий, титан, железо относительно накапливаются в коре выветривания и поэтому им свойственны коэффициенты 0,62; 0,72; 0,74 соответственно.

Обстоятельный обзор приемов и методов расчета элювиально-аккумулятивных коэффициентов при оценке выветривания и почвообразования был дан А. А. Роде (1937). Для расчета избирается один из окислов в качестве «свидетеля», по отношению к которому рассчитываются вынос и принос других окислов. Предпочтительно брать окислы наиболее стабильные, например SiO_2 кварца или Al_2O_3. Но даже эти «окислы-свидетели» в действительности подвержены выносу и могут быть вынесены, принесены и новообразованы. Все же при однородной горной породе и при возможности достоверно выбрать первичную невыветрелую породу вычисление элювиально-аккумулятивных коэффициентов очень полезно в оценке интенсивности и механизма выветривания и почвообразования.

А. А. Роде ввел формулу расчета *EA*-коэффициентов для любого окисла:

$$EA_R = \frac{R_1 S_0}{R_0 S_1},$$

где *EA* — элювиально-аккумулятивный коэффициент; R_0 и R_1 — содержание окисла в невыветрелой породе и в изучаемом горизонте соответственно; S_0 и S_1 — содержание окисла-свидетеля в невыветрелой породе и в изучаемом горизонте коры выветривания и почвы.

В элювиальных корах выветривания обычно *EA*-коэффициент ниже единицы. В аккумулятивных корах выветривания *EA*-коэффициент для многих компонентов положительный (по сравнению с изверженными исходными породами или средними кларками). Сходные сопоставления и расчеты степени выветрелости производятся путем сравнения величин содержания в породе и в коре выветривания остаточных устойчивых и менее стойких выветривающихся минералов. Однородность породы до ее превращения в кору выветривания проверяется по соотношению особо прочных минералов во фракции песка (например, циркон, турмалин) по всему профилю.

Вычисляется для этих же целей индекс выветривания по тяжелым минералам — $W_{Rh} = \frac{\text{циркон} + \text{турмалин}}{\text{амфибол} + \text{пироксен}}$ и индекс $W_{Rl} = \frac{\text{кварц}}{\text{полевые шпаты}}$ — по легким минералам. В этих индексах, предложенных Руге и рассмотренных Брювером (Brewer, 1964), знаменатель принимается за 1, а числитель выражается в десятичных знаках по отношению к 1.

Эти индексы дают известную возможность для оценки того или иного разреза коры выветривания, но должны применяться с теми же оговорками, что и предыдущие. Минералогическая пестрота осадочных пород, новообразование циркона и кварца в одних случаях и их отсутствие в некоторых изверженных породах (в основных) делают применение и этих индексов не вполне надежным. По-видимому, наилучшим приемом оценки баланса веществ при выветривании (как и при почвообразовании) будет расчет потерь и прихода компонентов по абсолютным запасам (в *кг/м*³ или *мг/см*³).

При этом нужно исходить из допущения постоянства объема исходной и выветрелой породы (и почвенных горизонтов). Однако и это допу-

Таблица 26

Состав породы и коры выветривания авгит-лабрадорового порфирита
(Лисицина, Глаголева, 1968)

Порода	Объемный вес, *г/см³*	Na		Ca		K		Mg	
		%	*мг/см³*	%	*мг/см³*	%	*мг/см³*	%	*мг/см³*
Сильно выветрелая	1,13	0,06	0,77	0,46	5,15	0,21	2,23	0,66	7,34
Невыветрелая	2,61	1,63	42,89	7,0	181,8	1,63	42,99	3,41	89,78
Потери в 1 *см³*			42,12		176,65		40,76		82,44

Порода	Объемный вес, *г/см³*	P		Si		Al		Fe		Ti	
		%	*мг/см³*	%	*мг/см³*	%	*мг/см³*	%	*мг/см³*	%	*мг/см³*
Сильно выветрелая	1,13	0,09	1,05	15,23	166,76	13,9	153,1	11,17	125,18	1,47	10,76
Невыветрелая	2,61	0,14	3,56	21,18	563,38	9,36	244,72	6,42	168,9	0,56	14,90
Потери в 1 *см*			2,55		396,62		91,62		43,72		4,14

щение не вполне достоверно, так как известно, что объемный вес выветрелых горизонтов элювиальных типов коры выветривания всегда меньше, а скважность всегда больше, чем это характерно для изверженных пород. Это является в известной мере и результатом увеличения объема разрыхленного при выветривании материала.

В аккумулятивных корах выветривания геохимический приток воды, солей, окислов кремния, железа, алюминия, конечно, будет изменять объем и объемный вес ранее отложенной породы. Меру этих изменений породы при выветривании пока трудно представить. Многим исследователям кажется, что эти изменения находятся в пределах гетерогенности самой породы и коры выветривания и не имеют значения при подсчетах.

Из данных табл. 26 видно, что пересчет валового анализа на абсолютные запасы несравненно лучше иллюстрирует изменения, вызванные выветриванием, и степень выноса отдельных компонентов, чем расчет по весовым процентам. Данные весовых процентов обманчиво показывали накопление алюминия, железа, титана, чего в действительности нет. Эти элементы также выносились из коры выветривания, хотя несравненно менее интенсивно, чем щелочи, щелочные земли и кремний. Особенно велик вынос кремния, кальция, алюминия и магния.

СТАДИИ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Процесс выветривания минералов и горных пород протекает стадийно. Поэтому для наиболее верного суждения об интенсивности и степени выветрелости необходимо по совокупности признаков определить

стадию и тип коры выветривания. Б. Б. Полынов (1934) различал следующие последовательные стадии выветривания: обломочная, обызвесткованная, насыщенная сиаллитная, ненасыщенная сиаллитная, аллитная. Эти стадии характерны лишь для условий элювиального ландшафта. В полной последовательности эти стадии элювиального выветривания могут пройти лишь во влажном тропическом климате и притом только в результате длительного непрерывного процесса.

В 30-х и 40-х годах в западной и советской литературе накопилось достаточно данных, свидетельствующих о том, что определенным стадиям выветривания соответствуют определенные группы и соотношения остаточных и вторичных минералов. На стадии обломочной коры выветривания характерно абсолютное преобладание минералов породы; на стадии карбонатной (обызвесткованной) коры выветривания типично совместное нахождение кальцита, арагонита, кварца, монтмориллонита, слюд и первичных минералов; на стадии насыщенной сиаллитной коры выветривания появляются в большом количестве монтмориллонит, бейделлит, серицит; на стадии ненасыщенной сиаллитной коры преобладают каолинит, галлуазит, нонтронит и на стадии аллитной коры выветривания типично накопление гетита, гематита, гиббсита (Седлецкий, 1942). Близкие взгляды на типы коры выветривания были высказаны К. И. Лукашевым (1958).

В зависимости от продолжительности и интенсивности процессов выветривания К. И. Лукашев различает следующие геохимические типы выветривания: литогенный, сиаллитно-глинистый, сиаллитно-карбонатный, сиаллитно-хлоридно-сульфатный и сиаллитно-ферритный и аллитный.

Идея стадийности выветривания и последовательного вторичного минералообразования получила развитие и в западной литературе. Джексон и его школа (Jackson, Sherman, 1953) различают 13 стадий выветривания и типичных сочетаний преобладающих минералов:

1) гипсовая — содержатся гипс, галит, селитра и другие растворимые соли; характерна для соленосных осадочных пород, еще не измененных выветриванием;

2) известковая — включает кальцит, арагонит, доломит, апатит; типична для известняков в начале их выветривания или для осадочных пород в относительно сухом климате;

3) оливиновая — присутствуют оливин, роговая обманка, диопсид; характерна для начальных стадий химического выветривания;

4) биотитовая — типичны биотит, глауконит, хлорит, антигорит, нонтронит и др.;

5) альбитовая — представлена альбитом, анортитом, микроклином, ортоклазом и другими полевыми шпатами;

6) кварцевая — кварц, халцедон, кристобалит;

7) мусковит-иллитовая — иллит, мусковит, серицит;

8) переслаивающихся минералов — включает разнообразные гидрослюды, правильно и неправильно переслаивающиеся алюмосиликаты, вермикулит и т. д.;

9) монтмориллонитовая — монтмориллонит, бейделлит, сапонит;

10) каолинитовая — каолинит, галлуазит (продукты длительного выветривания);

11) гиббситовая — гидраргиллит, бемит, аллофан;

12) гематитовая — лимонит, гетит, гематит;

13) анатазовая — анатаз, рутил, ильменит, корунд, лейкоксен.

Джексон обнаруживает эти стадии выветривания в горизонтах почв и осадочных пород различного возраста.

Наименее стойкие минералы, легко разрушаемые и образующие легко вымываемые продукты выветривания, встречаются на первых пяти стадиях выветривания и характерны для молодых почв — порядка 20 тыс. лет. Кварц является одним из наиболее стойких минералов, но его устойчивость весьма быстро и пропорционально уменьшается по мере увеличения степени дисперсности частиц; коллоидно дисперсный кварц растворяется и выносится относительно быстро. Это хорошо известно для тропического выветривания. Вторичные минералы, типичные для стадий 7, 8, 9, 10, не являются абсолютно стойкими и при определенных условиях (высокая влажность климата, господство выноса, окислительный режим) последовательно разрушаются в направлении от иллита и монтмориллонита к каолиниту и далее к окислам алюминия и железа. В этом же направлении продолжают нарастать процессы гидролиза, десиликации, дебазации. Наиболее поздними стадиями выветривания являются стадии 11, 12, 13, наступающие, по Джексону, лишь в тропических условиях.

В ходе выветривания, образования и преобразования вторичных соединений происходят глубокие изменения свойств минеральной массы. В процессе десиликации соотношение кремнезема и полуторных окислов резко сужается. Выносится большинство оснований, и калий практически исчезает. Гидрофильность достигает максимума на монтмориллонитовой стадии и затем почти исчезает. Развивается, достигает максимума и затем практически исчезает поглотительная способность в отношении катионов. Эти явления хорошо иллюстрируются данными табл. 27. Атмосферные осадки в тропиках особенно интенсифицируют этот процесс (рис. 29).

В условиях горного ландшафта с четко выраженными пиками вершин, каньонами и ущельями, крутыми склонами редко наблюдается образование мощной мелкоземистой коры выветривания.

Резко выраженные осыпи, оползни, денудация водными потоками и дефляция приводят к постоянному удалению продуктов выветривания и

Таблица 27

Химические свойства минералов как функция стадии выветривания
(Джексон, 1948)

Свойства	Слюда	Иллит	Промежуточные минералы	Вермикулит	Монтмориллонит	Каолинит	Гиббсит
Стадия выветривания	4,7	7	8	8,5	9	10	11
Межплоскостные расстояния Å (в растворе глицерина)	10	10	12,4	14,5	18,4	7,25	4,87
Калий, %	10,10	5,00	2,50	0	0	0	0
Емкость поглощения, *мг-экв*/100 *г*	1	20 (до 60)	30 (до 85)	150	80	3	0
Заряд слоя (триоктаэдрического), *мв*	240	180	145	150	80	—	—
Заряд слоя (диоктаэдрического), *мв*	251	185	170	160	80	0	0

почвообразования. Горы являются генераторами мелкозема для формирования осадочных пород на пологих склонах, равнинах, низменностях, дельтах и подводных депрессиях — водоемах. Лишь гумусовый горизонт горных почв является продуктом биоаккумулятивных процессов в горах. Выветривание в горных условиях задерживается поэтому неопределенно длительное время на обломочной или карбонатной стадиях. Это объясняется господством денудационного (горно-элювиального) типа баланса веществ при выветривании. В зависимости от литологии и химизма

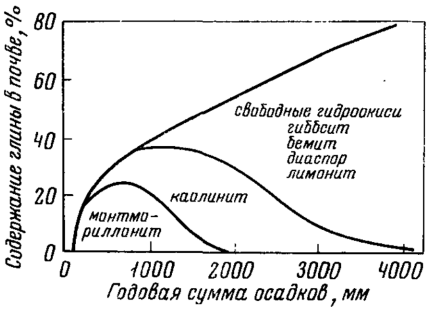


Рис. 29. Осадки и состав глинистых фракций в продуктах выветривания и почвах постоянно влажного тропического климата (Jackson, Sherman, 1953; Pagel, 1963)

горных пород кора выветривания в горах может быть более или менее обломочной, известковой или глинистой, отражая свойства исходных пород. Лишь на плато, в горных нишах, на шлейфах пологих склонов, в межгорных долинах наблюдаются отклонения от этих особенностей и переход к условиям типично элювиальных или аккумулятивных ландшафтов. Надо иметь в виду, что до сих пор речь шла о стадиях выветривания в условиях денудационного и промывного водного режима, при свободном оттоке глубоких грунтовых вод и господстве окислительных процессов, т. е. в элювиальных ландшафтах.

Можно считать, что для элювиальных условий направление развития выветривания хотя и с отклонениями, но в общем отвечает схемам Б. Б. Полынова, И. Д. Седлецкого и Джексона. На первых стадиях физико-химического выветривания образуются гидратированные минералы и окисляются восстановленные соединения железа и марганца. На последующих стадиях происходит вытеснение водородом калия, натрия, кальция, магния без особого разрушения кристаллической решетки стойких минералов. Затем в решетке происходят настолько глубокие изменения электровалентных связей, что наступает разрушение решеток минералов с образованием растворов и аморфных минералов. Как разрушение, так и синтез происходят весьма избирательно и с переменными соотношениями и составом. Аморфные вторичные минералы кристаллизуются, разрушаются вновь и превращаются затем в новые «вторичные» минералы; все это происходит уже на стадии глинообразования.

Вероятно, различные минералы и породы в условиях разного климата имеют неодинаковую стадийность выветривания (рис. 30).

В условиях транзитного ландшафта и особенно в условиях аккумулятивного ландшафта стадии выветривания и формирования вторичных минералов, установленные Б. Б. Полыновым, И. Д. Седлецким, Джексоном и другими исследователями, для элювия, естественно, не обнаруживаются либо проявляются в иной и часто даже в обратной последовательности. Это ясно из анализа всего предыдущего материала. В тран-

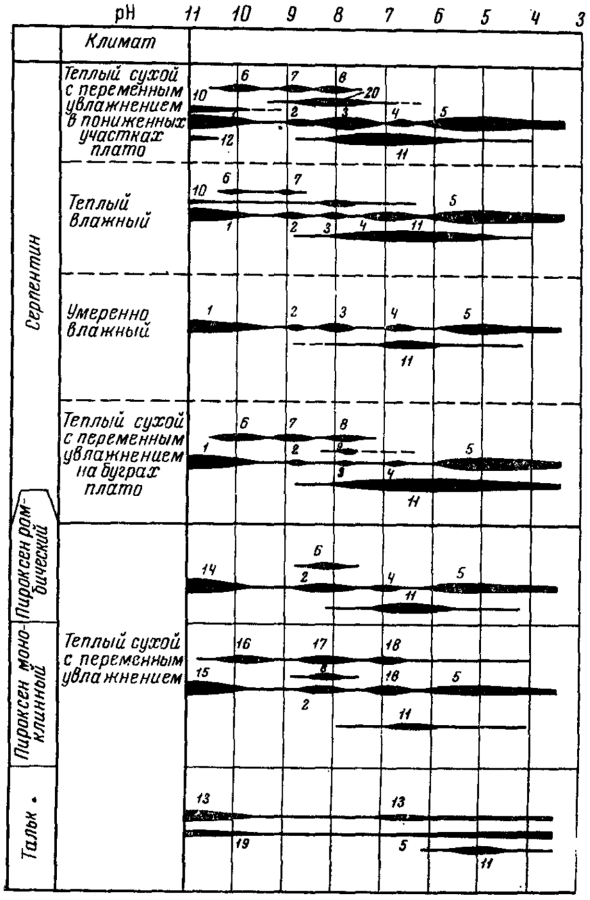


Рис. 30. Схема возможных стадий выветривания главнейших минералов ультраосновных пород в зависимости от pH (Гинзбург, 1947)

1 — серпентин;
2 — феррибейделлит;
3 — ферримонтмориллонит;
4 — ферригаллуазит;
5 — гидроокислы железа;
6 — магнезит;
7 — доломит;
8 — кальцит;
9 — водные силикаты никеля;
10 — водные силикаты магния;
11 — минералы кремнезема;
12 — брусит;
13 — тальк;
14 — пироксен ромбический;
15 — пироксен моноклинный;
16 — хлорит;
17 — гидрохлорит;
18 — галлуазит;
19 — брейперит;
20 — гиббсит

зитной и особенно в аккумулятивной коре выветривания накапливаются те продукты, которые уносились из элювиального ландшафта. Конечно, не может быть и речи о полной обратимости циклов выветривания. Однако можно считать общепризнанным, что гиббсит (гидраргиллит) при притоке растворов кремнезема может быть трансформирован в каолинит, каолинит — в иллит, а последний — в монтмориллонит. Кварц может образоваться из опала, халцедона или из свежеосажденного аморфного кремнезема. Мало пока данных о возможности синтеза в почвенных условиях мусковита и особенно полевого шпата. Однако известно образование и аутигенного полевого шпата в осадочных породах.

ТИПЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В основу типизации коры выветривания следует положить представление о балансе веществ в ходе выветривания. Можно в обобщенном виде представить три основных типа баланса веществ при выветривании: промывной (отрицательный), накопительный (положительный) и промежуточный (положительный для одних соединений и отрицательный для других).

При промывном балансе бо́льшая часть образующихся продуктов уносится из сферы выветривания. Хотя степень выноса для различных минералов будет неодинаковой, суммарно преобладают процессы вымывания. Этому типу баланса соответствует элювиальный (остаточно-промывной) тип коры выветривания.

При образовании элювиального типа коры выветривания ведущая роль принадлежит выщелачиванию подвижных и остаточному относительному накоплению менее подвижных продуктов выветривания. Элювий, таким образом, является формой остаточной коры выветривания, мощность которой тем больше, чем длительнее продолжалось выветривание и чем лучше сохранились его продукты. Элювиальные коры выветривания формируются на равнинных плато, на древних плоских водоразделах и древних террасах. На магматических породах образуется первичный или так называемый ортоэлювий. На плотных осадочных породах образуется параэлювий. На четвертичных наносах, слагающих древние аллювиальные или делювиальные равнины, поднятые новейшей тектоникой, формируется неоэлювий, для которого характерны свойства, унаследованные от процессов гидрогенного накопления материала в период образования аккумулятивной коры выветривания, и черты нового цикла элювиального выветривания (вынос части веществ), начавшегося после поднятия местности.

В различных климатических условиях и при различной длительности процессов образуются многочисленные формы элювиальных типов коры выветривания. Назовем наиболее обычные и относительно лучше изученные разновидности элювиальной коры выветривания:

1) скальный элювий, покрывающий поверхность скал и скальные углубления (чаще в горных условиях);

2) обломочный элювий, представленный неокатанными обломками и дресвяным материалом разрушенной породы (чаще в горных условиях);

3) мелкоземистый карбонатный элювий — первичный, например на изверженных породах в Армении, Крыму, Монголии, или вторичный (неоэлювий), например лёссовидные суглинки, лёссы или сыртовые суглинки Евразии;

4) мелкоземистый сиаллитный элювий, насыщенный или ненасыщенный с комплексом сиаллитных минералов (каолинит, галлуазит, слюды), например покровные суглинки севера Русской равнины;

5) оглиненный монтмориллонитовый элювий и неоэлювий, образованный в условиях относительно сухого климата;

6) оглиненный железистый каолинитовый элювий и неоэлювий влажных субтропических и тропических областей;

7) ферритный и ферраллитный элювий и неоэлювий влажных и периодически сухих субтропиков и тропиков;

8) аллитный (бокситовый) элювий в экваториальных влажных тропиках (абсолютное преобладание минералов гидроокиси алюминия).

Ряд разновидностей элювиальной коры выветривания при геологической продолжительности ее формирования во влажном тропическом или субтропическом климате может рассматриваться как ряд последовательных стадий. В условиях более сухого или более холодного климата при наличии эрозии и меньшей продолжительности процессов выветривания элювий достигает промежуточных или лишь наиболее ранних стадий.

На пологих склонах, на наклонных делювиальных равнинах, в сухих дельтах и конусах выноса баланс веществ в коре выветривания имеет

сложный переходный характер — промежуточный тип баланса веществ. Через эти территории транзитом движутся природные водные растворы (наземные и подземные). Часть их теряется на испарение и транспирацию, часть проходит в аккумулятивные ландшафты и океан. В процессе их движения воды нагреваются и аэрируются, взаимодействуют с поглощающим комплексом и минералами водоносных горизонтов. В результате известная часть взвешенных и растворенных продуктов выветривания выпадает в осадок по пути движения. Выпадают из раствора соединения кремнезема, алюминия, железа, вызывая сиаллитизацию, окремнение, оглинение, ожелезнение или бокситизацию породы, а также формирование ортштейновых прослоев или латеритных кор и панцирей. То же происходит с растворами карбонатов и сульфатов щелочных земель и щелочей. Происходит обызвествование, загипсование, засоление наклонных делювиальных, пролювиальных равнин путем бокового перемещения растворов (делювиальное засоление). Образуется транзитно-аккумулятивная кора выветривания разнообразного состава — колювий. Чем суше климат и чем дальше и дольше происходит боковое движение делювиальных — поверхностных и грунтовых вод, тем бо́льшая часть компонентов, начиная от наименее растворимых и включая все более растворимые компоненты, задерживается в транзитно-аккумулятивной коре выветривания.

Третий тип баланса продуктов выветривания — накопительный. Он характерен для мало дренированных и бессточных низменностей, депрессий, низких и пойменных террас, дельтовых равнин, высыхающих озер. Здесь накапливаются продукты выветривания, поступающие со стороны и образующиеся на месте. Данному типу баланса веществ соответствует аккумулятивная кора выветривания, накопившая те взвешенные и растворимые продукты выветривания и почвообразования, которые были вынесены из элювиальной коры выветривания и прошли область транзитно-аккумулятивной коры выветривания. Это истинные и коллоидные растворы и тонкие суспензии аморфного кремнезема, восстановленные и хелатные формы соединений железа, марганца, кобальта, никеля, подвижные формы соединений алюминия. Сюда могут поступать также высокодисперсные растворы органических веществ. В засушливом и жарком пустынном климате в эту область приходят растворы нитратов, хлоридов, сульфатов, карбонатов, вызывая современное соленакопление.

Транзитно-аккумулятивный и аккумулятивный типы коры выветривания включают, таким образом, механические, химические и биохимические скопления продуктов выветривания, вынесенных с гор и из областей элювия и накапливающихся в областях аккумуляции (склоны, низменности, поймы, дельты, мелководья морей) в виде делювия, пролювия, аллювия, озерных и прибрежно-донных отложений эстуариев, ильменей, маршей. В числе разновидностей аккумулятивной коры выветривания следует различать:

1) галечниковый, щебнистый, гравийный делювий, пролювий, аллювий (бескарбонатный, обызвесткованный, загипсованный, ожелезненный);

2) мелкоземистый делювий, пролювий, аллювий (бескарбонатный ненасыщенный, бескарбонатный насыщенный, обызвесткованный, загипсованный, ожелезненный, окремненный, засоленный);

3) глинистый делювий, пролювий, аллювий (кислый и нейтральный сиаллитный, щелочной монтмориллонитовый, иллитовый и вермикули-

товый, карбонатный сиаллитный, загипсованный, ожелезненный — грунтоводный латерит, окремненный, содовый, хлоридно-сульфатный, нитратный).

Элювиальный, транзитный и аккумулятивный типы коры выветривания тесно связаны между собой генетически и геохимически. Поэтому существует закономерная сопряженность всех трех типов коры выветривания в главнейших ландшафтно-географических условиях суши. Так, в тропиках при очень большой длительности выветривания и отсутствии эрозии элювий представлен аллитной корой выветривания, колювий — каолинитовой корой с участием окислов железа и марганца и аккумулятивная кора во влажном климате — каолинитом и латеритом, а в сухом климате — монтмориллонитом. Именно такое сочетание типов коры выветривания характерно для тропиков Бразилии или Гавайских островов. В условиях муссонного климата тропиков аккумулятивная кора выветривания обогащена кремнеземом, монтмориллонитом и даже такими соединениями, как углекислый натрий. Это наблюдается, например, на территории Индии или Кении. Сиаллитный бескарбонатный элювий Средиземноморья или Дальнего Востока сочетается с монтмориллонитовой карбонатной аккумулятивной корой. Карбонатная сиаллитная элювиальная кора выветривания степей или сухих саванн сочетается всегда с карбонатной хлоридно-сульфатной или содовой аккумулятивной корой выветривания. Аккумулятивные ландшафты (низменности, депрессии, пойменные террасы, дельты и т. д.) нередко подвергаются тектоническим поднятиям и расчленению. Аккумулятивные процессы при этом прекращаются, сменяясь процессами выноса. В этих случаях (которые широко распространены на равнинах земного шара) аккумулятивная и транзитно-аккумулятивная коры выветривания подвергаются вторичному элювиальному процессу и превращаются в неоэлювий.

Образовавшиеся и накопившиеся в аккумулятивный период минералы, например скопления вторичного кремнезема, толщи монтмориллонитовых и нонтронитовых глин, панцири и конкреции окислов железа и марганца, известковые и гипсовые коры и прослои, «унаследуются» и долго сохраняются в неоэлювиальной коре выветривания. Таковы, в частности, известковые и гипсовые коры Аравии, Устюрта и Северной Африки. Объяснять их происхождение новейшими современными условиями, например климатом, было бы ошибкой. Эти «новообразования» являются реликтами аккумулятивного прошлого таких ландшафтов.

Многократные смены в направлении тектоники и эрозии, различия в исходных породах весьма усложняют реальную картину процессов выветривания и географию распределения типов коры выветривания. Но охарактеризованные закономерности могут служить хорошим ориентиром для расшифровки этих сложных явлений в природе.

Формирование коры выветривания, движение, перераспределение и аккумуляция продуктов выветривания тесно взаимодействуют и неразрывно связаны с процессами почвообразования. В областях остаточной коры выветривания (элювия) почвообразование само является одним из главных факторов выветривания. Но почвообразование как биоаккумулятивный процесс охватывает лишь верхние горизонты толщи элювиальной коры выветривания. В целом в элювиальной коре выветривания господствует вековой геохимический вынос всех более или менее подвижных продуктов выветривания. В той же сфере коры выветривания, которая охвачена почвообразовательным процессом и находится под влиянием

малого биологического круговорота веществ, ведущим является процесс биогенного накопления элементов в верхних (особенно гумусовых) горизонтах.

Таким образом, формирование элювиальной коры выветривания и биогенный цикл почвообразовательного процесса диаметрально противоположны в своей направленности и в суммарном балансе веществ. Однако в целом здесь доминирует вынос.

В областях формирования аккумулятивных и транзитно-аккумулятивных типов коры выветривания происходит накопление механических, химических и биохимических осадков в разном соотношении и в различной степени. Эти осадки являются субстратом для древнего и современного почвообразования. Почвообразовательный процесс здесь также сопровождается резко выраженной биогенной аккумуляцией веществ в гумусовых горизонтах. Таким образом, в областях аккумулятивной коры выветривания направленность почвообразования и геохимических процессов суммируется и сочетается без противоречий, ведя к формированию плодородных, богатых питательными веществами осадочных пород и почв (межгорные впадины, низменности, аллювиальные равнины, поймы и дельты рек и т. д.).

В случаях крайнего выражения, например во влажных тропиках, остаточная элювиальная кора выветривания весьма обедняется элементами, необходимыми для произрастания и продуктивности растений. Это каолинитовые, ферритные и аллитные (бокситовые) коры выветривания, утратившие большинство подвижных компонентов.

В своем крайнем выражении в условиях засушливого климата аккумулятивная кора выветривания представляет собой скопления почти чистых химических осадков: карбонатов, сульфатов, хлоридов, нитратов щелочей и щелочных земель. Этот субстрат неблагоприятен для существования растительных и животных организмов и для развития плодородных почв.

Железистый латерит — пример аккумулятивного процесса в условиях тропиков и вместе с тем крайнего биологического бесплодия почвы.

Наиболее благоприятные условия для образования почв высокого плодородия создаются в промежуточных условиях.

ГЕОХИМИЯ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ

В процессах выветривания и почвообразования образуются значительные количества вторичных соединений, отличающихся весьма различной геохимической подвижностью. Они включаются в новые циклы геологического, почвенного и биологического круговорота веществ и переживают сложную историю миграции, перераспределения, взаимодействия и аккумуляции.

Периодические и случайные изменения условий среды; колебания в окислительно-восстановительной и щелочно-кислотной обстановке; взаимодействие продуктов между собой; нарушения в состоянии растворов, вызываемые изменениями скорости движения водных потоков, нагреванием, испарением и транспирацией почвенно-грунтовых вод,— все это весьма резко сказывается на процессах миграции и осаждения продуктов выветривания и почвообразования, на их растворимости и дисперсности, на формировании новообразований, специфических горизонтов почвы, типов коры выветривания, осадочных пород.

Вынос, перераспределение, дифференциация и скопление продуктов выветривания и почвообразования происходят в ландшафтах как в горизонтальном направлении по уклону местности, так и в вертикальном нисходящем и восходящем направлениях. В результате непрерывно текущих процессов образуются почвы и их горизонты, почвенный покров как совокупность, типы коры выветривания, различные фации и свиты осадочных пород.

Сложившиеся и, на первый взгляд, как бы неподвижные типы почв и коры выветривания в действительности являются не только продуктами движения и перераспределения веществ в их геологическом и биологическом круговороте, но и устойчиво-длительной формой существования и проявления этих педогеохимических процессов.

ФАКТОРЫ ДВИЖЕНИЯ, ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Факторами миграции продуктов выветривания и почвообразования являются: жизнедеятельность организмов, движение воздушных масс и, особенно, движение водных растворов в форме поверхностного, реч-

ного и подземного стока, образующего своеобразный геохимический поток веществ в направлении от гор и возвышенностей к низменностям и морям.

Все формы движения, разделения и накопления образовавшихся продуктов выветривания и почвообразования объединяются понятием «миграция веществ». Различие в миграционной способности веществ ведет к различной скорости их движения, а следовательно, и к постепенной дифференциации в пространстве. И если при образовании остаточных элювиальных типов коры выветривания продукты, обладающие наибольшей миграционной способностью, интенсивно выносятся, то в областях формирования аккумулятивной коры выветривания именно продукты с наибольшей миграционной способностью являются характерными компонентами накопления.

В общем виде миграционная способность продуктов выветривания и почвообразования зависит от степени дисперсности материала и его растворимости. Ниже показаны различные формы переноса продуктов выветривания:

Обломочный материал	Осыпи, оползни, волочение по дну реки или по склонам
Песок, пыль, глина	Водные и воздушные суспензии
Почвенный гумус	Ионные и коллоидные растворы, тонкие суспензии
Соединения Al, Fe, Mn, Ni, Co	Комплексные соединения с органическими кислотами, бикарбонаты, коллоидные растворы, тонкие суспензии гидроокислов
SiO_2 (подвижный)	Ионные, молекулярные и коллоидные растворы, тонкие суспензии кремнезема
Соли	Водные растворы, тонкие суспензии кристаллов, эоловые взвеси

Дисперсность веществ

Чем выше степень дисперсности вещества, тем большей устойчивостью, а следовательно, и подвижностью в воздушном или водном потоке обладает соответствующая дисперсная система.

Грубообломочные продукты выветривания, как правило, не могут перемещаться на значительные расстояния от места их образования и формируют близлежащие покровы обломочного делювия и пролювия. Песчаные частицы транспортируются ветром и особенно водой на значительные расстояния и могут уходить далеко от места возникновения, участвуя в формировании делювиальных, пролювиальных и аллювиальных отложений. Еще далее мигрируют пылеватые частицы. Тонкие пылеватые частицы передвигаются на огромные расстояния с воздушным потоком, а также в форме водных суспензий. Что касается глинистых и коллоидных частиц, то они благодаря своей устойчивости в водных суспензиях, особенно в движущейся воде, в состоянии передвигаться на тысячи километров от места возникновения, участвуя в формировании глинистых аллювиальных и делювиальных отложений.

Выяснено, что для передвижения валунов диаметром 30—50 *см* нужна скорость течения порядка 3—5 *м/сек*, для движения гальки диаметром 10—20 *мм* необходима скорость потока 1,5—2,5 *м/сек*. Песок

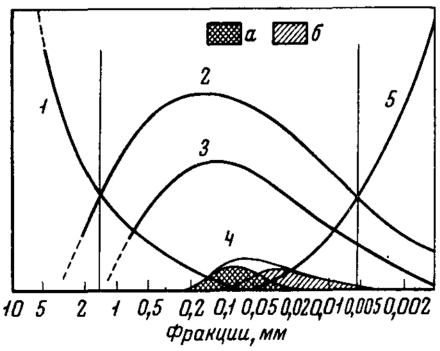


Рис. 31. Схема распределения кластических минералов в гранулометрическом спектре осадков (Страхов, 1963)

а — более легкие и твердые минералы тяжелой фракции (турмалин, эпидот, ставролит);

б — более тяжелые и мягкие минералы тяжелой фракции (циркон, рудные, апатит и др.).

1 — обломки пород;

2 — кварц;

3 - полевые шпаты;

4 — тяжелая фракция;

5 — мусковит и минералы глин

хорошо транспортируется уже потоком, имеющим скорость 0,15—0,30 *м/сек*, а глина и тонкий ил перемещаются водой даже при крайне небольшом течении, порядка 0,05—0,1 *м/сек*.

С изменением размера механических обломков меняется их минералогический и химический состав. Особенно важно, что с возрастанием степени дисперсности в пылевато-глинистых частицах уменьшается содержание тяжелых минералов, которые оседают в верхних частях бассейна, и полевых шпатов, которые подвергаются выветриванию, а количество устойчивых минералов (циркон, турмалин, ставролит и др.) и количество слюд, вторичных глинных минералов, полуторных окислов, пылевидного аморфного кремнезема и органического вещества увеличивается.

Таким образом, механическая дифференциация продуктов выветривания и почвообразования в ходе их переноса и осаждения ведет вместе с тем к формированию почвообразующих пород и пойменно-дельтовых почв различного механического и химико-минералогического состава (рис. 31). При этом петрографический и минералогический состав в различных частях бассейнов рек и их притоков оказывает существенное влияние на характер аллювиальных отложений.

Растворимость соединений

Миграционная способность растворов неизмеримо выше, чем суспензий. Миграционная способность растворимых продуктов выветривания и почвообразования тем выше, чем больше их растворимость в воде. Такие малорастворимые соединения, как силикаты, углекислый кальций и доломит, при испарении почвенных и грунтовых вод быстро образуют насыщенные растворы, выпадают в осадок и аккумулируются в осадочных породах и почвах. Малорастворимые соединения (силикаты, углекислый кальций, углекислое железо и марганец, фосфаты кальция) не могут мигрировать на далекие расстояния от места образования. Миграционная способность гипса значительно выше, особенно в смесях с другими солями (с NaCl, $MgCl_2$), когда растворимость гипса увеличивается с 1,9 до 10—15 *г/л*. Так как растворимость гипса и углекислого кальция сильно различается, в природе часто встречаются раздельно зоны аккумуляции углекислого кальция и зоны аккумуляции гипса, но во многих случаях они концентрируются в почвах и наносах совместно.

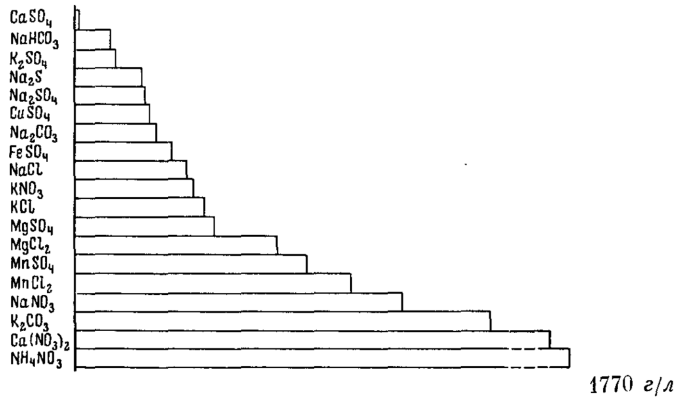


Рис. 32. Относительная растворимость солей в воде при 20° С

Значительно выше растворимость углекислых и сернокислых солей натрия и калия. Соответственно и их миграционная способность также намного выше. Поэтому циркуляция подземных и наземных вод способствует выщелачиванию и перемещению сульфатов и карбонатов щелочей на сравнительно дальние расстояния и обусловливает их пространственное разделение от карбонатов и сульфатов кальция. Особенно велика растворимость хлоридов кальция и магния, а также нитратов натрия и кальция. Миграционная способность этих компонентов поэтому необычайно велика, и они аккумулируются обычно на значительных расстояниях от места образования, формируя растворы очень высоких концентраций.

О растворимости солей как показателе их миграционной способности можно судить по данным рис. 32.

Известно, однако, что растворимость некоторых солей меняется в зависимости от условий среды: температуры раствора, присутствия или отсутствия спутников, повышающих или понижающих их растворимость.

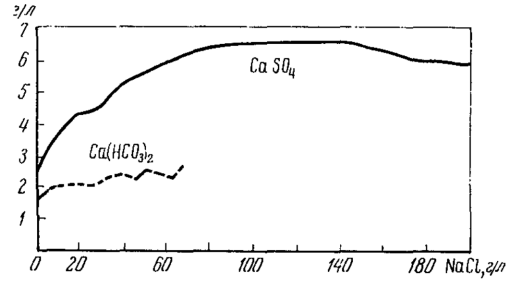


Рис. 33. Растворимость гипса и бикарбоната кальция в почвенных растворах в зависимости от концентрации хлористого натрия (Кизилова, 1955)

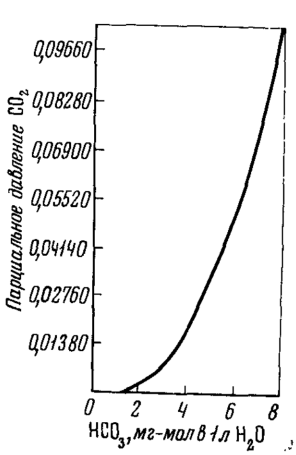
Растворимость некоторых соединений, например хлористого натрия, мало меняется в зависимости от температуры. Поэтому хлористый натрий отличается высокой устойчивой миграционной способностью независимо от сезона, как в жарких, так и в холодных странах земного шара. Растворимость же углекислых и сернокислых солей натрия и калия, будучи высокой при температуре +20, +30°, резко снижается при +10° и осо-

бенно при нулевых и отрицательных температурах. Это ведет к быстрому пересыщению грунтовых вод и почвенных растворов сернокислыми и углекислыми солями натрия, выпадению их в осадок и отделению от хлоридов.

Обычно легкорастворимые соли мигрируют в почвенных растворах и грунтовых водах в виде смесей. Присутствие одних компонентов способствует повышению или понижению растворимости других. Так, хлористый натрий весьма заметно повышает растворимость углекислого кальция и резко повышает растворимость гипса (рис. 33). Снижается растворимость сернокислых солей кальция при высоких концентрациях сульфата натрия. В этом проявляется влияние известного правила о понижении растворимости солей в присутствии одноименных ионов.

Резко меняется растворимость углекислого кальция и сернокислого кальция в зависимости от реакции среды, температуры и количества угольной кислоты, присутствующей в атмосфере и растворе (рис. 34, 35). Повышение парциального давления угольной кислоты, так же как и понижение температуры, резко повышает растворимость углекислого кальция. Наоборот, присутствие в растворах даже небольших концентраций нормальной и двууглекислой соды вызывает резкое понижение растворимости углекислого кальция и усиливает его переход в осадок почти до полного исчезновения.

Отмеченные изменения в растворимости различных солей в зависимости от температуры и присутствия других солей обусловливают возникновение пространственной дифференциации химического состава солей на территории материков в почвах, наносах, в грунтовых водах и озерах. В частности, резкое снижение растворимости двууглекислого кальция при возрастании температуры грунтовых вод ведет к скоплению углекислого кальция в виде обширных поясов в зоне контакта предгорных равнин и гор. В аридных районах сходным путем, но главным образом вследствие испарения, формируется пояс гипсоносных наносов и почв ниже пояса аккумуляции карбонатов кальция. В холодных



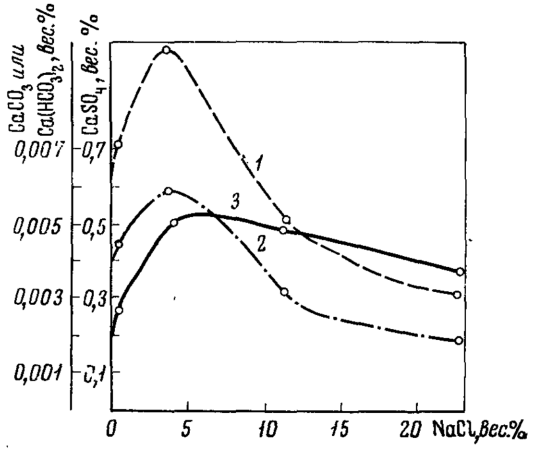


Рис. 34. Растворимость $CaCO_3$ в зависимости от парциального давления CO_2 в атмосфере при 25° С

Рис. 35. Растворимость в солевых системах CO_2—NaCl—$CaSO_4$—$CaCO_3$ (25° С); тв. фаза $CaSO_4 \cdot 2H_2O + CaCO_3$

1 — $Ca(HCO_3)_2$; *2* — $CaCO_3$; *3* — $CaSO_4$.

континентальных сухих областях обнаруживается преимущественно аккумуляция карбонатов и сульфатов натрия. Это в существенной мере объясняется уменьшением их растворимости в осенне-зимне-весенний сезоны. Присутствие в хлоридных солончаках и хлоридных водах заметного количества гипса связано, как мы видели, с повышением его растворимости в присутствии хлоридов Na и Mg.

Органические вещества

Влияние органических веществ на геохимическую подвижность элементов и их соединений столь же велико, как и влияние минеральных солей. Это вполне объяснимо хорошо известным стабилизирующим «защитным действием» растворов (золей) гумуса (как и ряда других органических веществ, например желатины) на коллоидные растворы и суспензии. Их устойчивость против коагуляции значительно возрастает в присутствии органических коллоидных соединений. Допускается, что и коллоидные растворы гидроокиси кремния обладают сходным действием.

Еще большее влияние на геохимическую подвижность и судьбы железа, марганца, алюминия, никеля, кобальта и меди оказывают гумусовые кислоты и особенно фульвокислоты. Фульваты этих металлов, как правило, растворимы (Тюрин, 1949; Пономарева, 1949). В анаэробной кислой среде фульваты металлов настолько мобильны, что в больших количествах поступают в почвенные и грунтовые воды, в родники и реки. Водные растворы этих органо-минеральных соединений приобретают бурый и темно-бурый цвет (черные воды тропических лесов, лесов и болот бореального пояса).

Таблица 28

Влияние растворенных органических веществ на подвижность металлов, $\gamma/л$
(Каган, Гельфер, 1959)

Цветность, град.	Ni	Co	Mn	Cu	Al
30	0—3	0—1,9	27—44	2—16	57—97
60—70	0—1	0—0	5—24	6—19	0—46
100—150	2,8—6	0—1,5—4	9—40	5—64	45—100
200—250	3—11	2,7—4	0—63	5—44	12—100
>300	4—7—9	0—6—9	29—100	5—16	0—100

Насколько интенсивно возрастает миграционная способность металлов под влиянием образования их соединений с фульвокислотами, можно судить по данным табл. 28, относящимся к Белорусскому Полесью. Чем выше уровень цветности воды различных речек, тем выше и концентрация марганца, никеля, кобальта, меди, алюминия. То же было установлено и для соединений железа.

От общего количества присутствующего органического вещества в водах Днепра, Невы и других рек северного питания на долю комплексных соединений с гумусовыми кислотами приходится для таких металлов, как Fe, Mn, Ni, Cu, до 50—70%. Растворы (золи) гуминовой кислоты, как правило, в кислом и нейтральном интервале реакции осаждают алюминий, железо, марганец, медь, никель, кобальт, цинк. Эти

практически не растворимые осадки гуматов являются как чисто химическими солеобразными соединениями, так и продуктами взаимной коагуляции и адсорбции (Александрова, 1954; Орлов, Ерошичева, 1967).

В щелочной среде образуются подвижные (некоагулирующие) коллоидные растворы гуматов щелочей. Однако двух- и трехвалентные металлы в щелочной среде также блокируются в виде нерастворимых или малорастворимых осадков.

Подвижные органо-минеральные соединения, поступив в почвенные и поверхностные воды, в дальнейшем уносятся геохимическим потоком в транзитные и аккумулятивные ландшафты.

Мы еще плохо знаем педогеохимию органических соединений. Но то, что мы знаем и наблюдаем в природе, позволяет считать горизонтальную и вертикальную миграцию и аккумуляцию растворенных органических соединений углерода важным явлением в геохимии и почвообразовании. Соединения фульвокислот и оксикислот мигрируют в геохимическом потоке в депрессии и накапливаются в почвах подводного и капиллярно-гидроморфного типа совместно с алюминием, железом, марганцем, фосфором. Почвы низинных болот, пойм, дельт обычно обогащены этими компонентами. По-видимому, многие темные луговые почвы долин получают значительные количества растворенного гумуса вместе с аллювием, а также из капиллярной каймы грунтовых вод, содержащих гумус. Хорошо известны иллювиально-гумусовые горизонты в песчаных подзолистых почвах севера. Они иногда содержат до 5—8% гумуса в ожелезненном уплотненном горизонте. Гумусовые (с железом, алюминием, марганцем) уплотненные горизонты (хардпен) гидрогенного происхождения часто наблюдаются в субтропических и тропических подзолах.

Усиленное накопление органического углерода в континентальных отложениях, как и почвообразование, началось в девонскую и особенно в меловую и третичную эпохи. Геологические скопления органического углерода (угли, сланцы, торфа) сосредоточены, как указывает Н. М. Страхов, в геосинклинальных и примыкающих платформенных областях, т. е. в погружающихся аккумулятивных ландшафтах, где располагаются обводненные, заторфованные низменности, депрессии, дельты, лагуны (Страхов, Родионова, 1954). В среднем ежегодно выключается из биогенного цикла и надолго захоронятся в донных осадках около 0,8% массы органических веществ, ежегодно синтезируемых на планете. Средние коэффициенты фоссилизации органики, по В. А. Успенскому (1956), таковы:

Болота	8,60
Озера и реки	42,2
Шельф океана	1,04
Континентальный склон	0,37
Глубокие области океана	0,06

Реакция среды

Условия реакции среды играют существенную роль в миграции и осаждении многих продуктов выветривания и почвообразования. В кислой среде, т. е. при pH=5—6 и меньше, возрастает миграционная подвижность большинства химических элементов и образуются их более растворимые соединения, например соединения железа, марганца, алю-

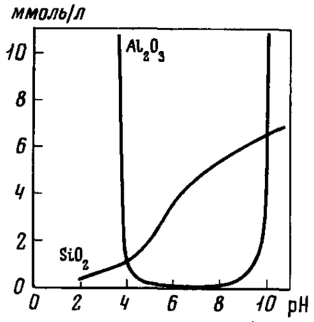


Рис. 36. Растворимость кремнезема и глинозема в зависимости от величины pH (Correns, 1949)

миния, доломит, кальцит, гипс, которые в кислой среде интенсивно растворяются и разрушаются. Фульвокислоты также образуются преимущественно в гумусовых горизонтах кислых почв. Однако растворимость некоторых соединений возрастает в щелочной среде. Это, в частности, характерно для соединений кремнезема. Алюминий имеет два максимума растворимости: один в кислой среде при pH=3—3,5 и второй — в щелочной среде при pH=9—10. В первом случае алюминий ведет себя как катион, а во втором — как анион (рис. 36).

Гидроокиси металлов также обладают высокой подвижностью лишь в определенных условиях реакции среды. При достижении этих границ реакции среды гидроокиси металлов выпадают в осадок; так, гидроокись трехвалентного железа выпадает в осадок при pH=3—5 (двухвалентного—5,5—7,5), алюминия — при pH=4—6, бериллия — при pH=6, цинка при pH=6—7, марганца при pH=8,5—10, магния — при 10,5—11 (Ферсман, 1937). Гидроокиси многих металлов выпадают в осадок лишь при высокой щелочности. К их числу относятся Co^{+2}, Ni^{+2}, Zn^{+2}, Mn^{+2}, Cd^{+2}, которые даже при pH=8 могут находиться в растворе.

В резкощелочной среде увеличивается подвижность гумуса, который образует темноокрашенные высокодисперсные коллоидные растворы.

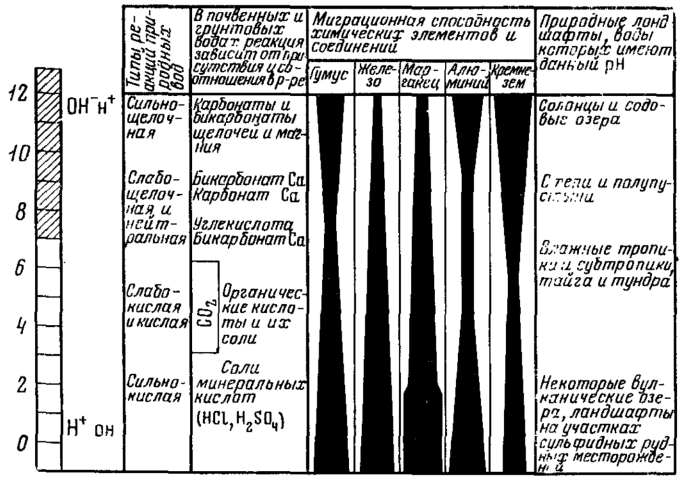


Рис. 37. Геохимическое значение концентрации водородных ионов природных вод (Перельман, 1966)

Микроэлементы Sr, Be, Cu, Zn, Cr, Mn, Ni, Co подвижны в кислой среде, а As, Cr, Mo, V^{+5} мобильны в щелочной среде (Перельман, 1968). Что касается Li, Rb, Cs, Br, I, то они подвижны в широком диапазоне pH.

Растворимость соединений микроэлементов зависит и от их концентрации. При очень малой концентрации микроэлементы остаются в растворе и не выпадают в осадок даже при существенных изменениях pH или после прибавления осадителей. В связи с этим растворимость соединений большинства микроэлементов в природе выше, чем в лабораторных условиях. Они способны передвигаться с водными растворами в обстановке, при которой должны бы быть в осадке. Поэтому те значения pH, при которых в лаборатории выпадают микроэлементы в виде окислов, не следует механически переносить в природную обстановку.

Роль реакции среды в геохимической подвижности продуктов почвообразования очень сложна и зависит от сочетания многих факторов. Общая роль реакции среды в почвенной геохимии иллюстрируется схемой (рис. 37). Однако в сложной реальной действительности возникает много отклонений от этой схемы.

Окислительно-восстановительные условия

Растворимость соединений, которые образуются элементами переменной валентности, весьма зависит от условий окислительно-восстановительной обстановки (Eh) и от соотношения последней с реакцией среды (рис. 38). В числе таких элементов переменной валентности в геохимии почв необходимо назвать Mn^{+4} и Mn^{+2}, Fe^{+3} и Fe^{+2}, S^{-6} и S^{-2}, Cu^{+2} и Cu^{+1}, CO^{+3} и CO^{+2}, V^{+5} и V^{+3}. Их валентность зависит от уровня Eh. Отсюда и миграционная способность разных соединений, образованных элементами различной валентности, химический и минералогический характер осадков этих соединений тесно зависят от уровня Eh. Так, соединения окисленных высоковалентных форм железа (Fe^{+3}) и марганца (Mn^{+4}) при Eh = 300—400 *мв* обладают низкой миграционной способностью в нейтральной и слабокислой среде. Но соединения восстановленных форм железа и марганца (Fe^{+2}, Mn^{+2}) при Eh от +100 до —100 *мв* отличаются достаточно высокой растворимостью и мобильностью.

Диаметрально противоположно поведение соединений серы. При высоком окислительно-восстановительном потенциале порядка +500, +600 *мв* образуются высокоподвижные соединения серы — соли серной кислоты (сульфаты). При Eh порядка +50, —100 *мв* сульфаты восстанавливаются, образуются сероводород и нерастворимые осадки сернистых металлов (Fe, Mn, Co, Ni, Zn, Cu, V, Ca, Mg, Na, K и др.). Соединения хрома и ванадия при высоких Eh образуют растворимые и геохимически подвижные соединения — ванадаты, хроматы. Эти явления наблюдаются в условиях пустынь, где накапливаются продукты господства окислительного режима: нитраты, сульфаты, хроматы, ванадаты. В условиях выветривания и почвообразования на окислительно-восстановительную обстановку весьма сильно влияют: доступ кислорода, степень переувлажненности, наличие и характер распада органических веществ, жизнедеятельность микроорганизмов, проникновение таких газов, как сероводород, метан, водород.

В разных почвенных ландшафтах и в разное время года складывается различная окислительно-восстановительная обстановка. Различают три основных группы условий (Перельман, 1961):

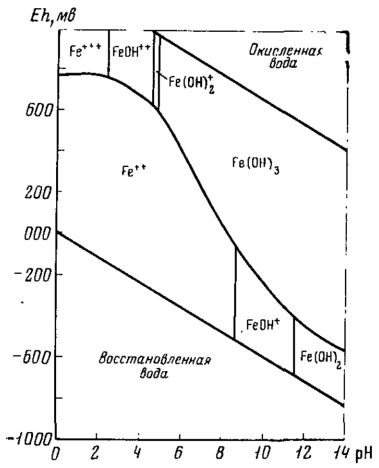


Рис. 38. Поля устойчивых водных систем (Hem, Cropper, 1959)

а) окислительная обстановка, когда имеется постоянный доступ кислорода (с воздухом или в результате фотосинтеза) или в породе имеются сильные окислители (серная кислота, хлор); Eh может достигать уровня +700, +800 *мв*;

б) восстановительная обстановка без H_2S, когда имеется дефицит кислорода, образуются CH_4, H_2, Mn^{+2}, Fe^{+2}; Eh порядка +400 *мв* и ниже. При отсутствии сульфатов (как это характерно для областей влажного климата: тропики, леса умеренного пояса) сероводород не образуется;

в) восстановительная обстановка с H_2S, когда совместное присутствие органических веществ и сульфатов при дефиците кислорода и при достаточном тепле ведет к резкому снижению Eh до отрицательных величин (—50, —150 *мв*) и образованию H_2S, осаждению сернистых металлов, десульфированию и подщелачиванию среды.

Восстановительная обстановка даже периодического характера в теплое время года сопровождается весьма интенсивной миграцией соединений железа, марганца, кобальта, никеля, меди. Яркую картину миграции и аккумуляции соединений железа можно наблюдать в болотах Карелии, Финляндии, Швеции, Прибалтики, Белоруссии. При усилении анаэробной обстановки железо присутствует в болотных водах в подвижной двухвалентной форме. Подвижность соединений двухвалентного железа тем выше, чем меньше доступ кислорода, ниже pH и меньше содержание нейтральных электролитов. В периоды аэрации, просыхания и окисления происходят интенсивное выпадение в осадок и накопление соединений окисного железа. В осадок выпадают коллоидные и гелеобразные формы соединений железа и органических веществ, карбонаты закиси железа — сидерит (особенно в слабощелочной среде), нерастворимые соединения гидроокиси двухвалентного и трехвалентного железа и, наконец, фосфаты железа, в частности вивианит.

Признаком начала осаждения соединений железа является образование «маслянистой пленки» на поверхности луж. По исследованиям финских почвоведов (Kivinen, 1936; Puustjarvi, 1952), накопление соединений железа в болотах рассматривается как положительный признак, свидетельствующий об относительно высоком потенциальном плодородии этих почв после осушения.

Роль концентрации водородных ионов в окислительно-восстановительных процессах не всегда одинакова. Влияние реакции среды на окислительно-восстановительный потенциал особенно велико в случаях прямого участия водородного иона в окислительно-восстановительных реакциях (например, $NO^{-3}+10H \rightleftarrows NH_4+3H_2O$) или при изменении растворимости одного из компонентов окислительно-восстановительной системы в зависимости от величины pH, как это имеет место в случае железа, марганца, меди, кобальта (Зырин, Орлов, 1964).

Окислительно-восстановительные условия оказывают очень существенное влияние на подвижность микроэлементов. Микроэлементы

переменной валентности, мигрирующие в форме катионов, более подвижны в восстановительной обстановке, а мигрирующие в анионной форме, наоборот, более подвижны в окислительных условиях. Кроме интенсивности миграции, величина Eh определяет возможность совместного сосуществования ионов различной валентности. Так, невозможно одновременное присутствие ионов в окисленной форме с высоким значением величины Eh и ионов восстановленной формы с более низким значением Eh. Например, исключается возможность совместного нахождения иона четырехвалентного марганца и двухвалентного железа. Eh системы Mn^{+4}—Mn^{+2} выше (+1,35 *в*), чем системы Fe^{+3}—Fe^{+2} (+0,75 *в*), поэтому Mn^{+4} будет окислять Fe^{+2}, и пока все железо не окислится, Mn^{+4}

Таблица 29

Возможные и запрещенные ассоциации микроэлементов в растворах
(Щербина, 1939)

В присутствии	Могут присутствовать	Не могут присутствовать
Fe^{+2}	V (3,4)*, Cr (3), Mo (5,6), Mn (2), Co (2), Ni (2), Pb (2)	V (5), Cr (6), Mn (4), Co (3), Ni (3), Pb (4)
Fe^{+3}	V (4,5), Cr (3,6), Mo (5,6), Mn (2,4), Co (2,3), Ni (2,3), Pb (2,4)	V (3), U (4)

* Цифры в скобках—валентность.

присутствовать в растворе не может. В табл. 29 приводятся запрещенные и возможные ассоциации микроэлементов.

Процессы окисления в природе протекают легче в щелочной среде при низких значениях Eh и значительно труднее в кислой среде. В геохимии это положение проявляется в возможности существования ряда микроэлементов в восстановленной форме даже в окислительной обстановке. Так, железо и марганец могут находиться в почвах таежной зоны в более подвижной восстановленной форме при сравнительно высоком значении Eh, но низком pH. Латимер (1954) приводит следующие величины Eh в зависимости от реакции среды:

Сильнокислая среда:	Fe^{+2}	— Fe^{+3} +0,77 *в*
	Mn^{+2}	— Mn^{+4} +1,24 *в*
Сильнощелочная среда:	Fe^{+2}	— Fe^{+3} —0,56 *в*
	Mn^{+2}	— Mn^{+4} +0,05 *в*

В практической работе почвоведа-геохимика такие индикаторы, как синевато-черный цвет и запах сероводорода (особенно после пробы HCl), являются признаком восстановительной обстановки с отрицательными величинами Eh. Сизые, голубые, зеленые, ржаво-охристые тона в окраске — надежный показатель восстановительных процессов, задевших соединения железа и марганца. Оранжевые, красные, фиолетовые, палевые, бурые цвета — признак окисленности почв и коры выветривания.

Вторичные соединения

Миграционная способность продуктов выветривания зависит от способности вновь возникших химических соединений к их взаимодействию. Компоненты, которые химически сравнительно пассивны и не реагируют друг с другом, обладают наиболее высокой миграционной способностью, оставаясь в растворе и перемещаясь почвенными, грунтовыми или речными водами; они мало участвуют в последующем формировании других малорастворимых соединений. К ним относятся хлористый натрий, сернокислый магний, сернокислый и углекислый кальций и др. Наоборот, соединения фосфора, калия, кремния, алюминия и железа дают огромное количество продуктов взаимодействия с низкой растворимостью. Так, подвижный кремнезем и полуторные окислы образуют большое число ничтожно растворимых глинных минералов. Соединения фосфора, реагируя с кальцием, железом, алюминием, образуют много разнообразных, но малорастворимых вторичных фосфатов. Калий и магний связываются в глинных минералах в необменной форме.

Биогенность элементов

Растительные и животные организмы удерживают в своих тканях миллиарды тонн минеральных веществ. Чем больше биогенное значение тех или иных минеральных веществ и чем в большей степени они захватываются живущими организмами, тем лучше они защищены от прямого выноса из почвы грунтовыми и речными водами. Поэтому элементы высокой степени биогенности (P, Ca, K, S, C, N) обладают относительно меньшей миграционной способностью, чем элементы, не играющие существенной роли в химическом составе организмов (Cl, Na, Mg).

Соединения малой биогенности, различного рода «экологические примеси» (по номенклатуре Б. Б. Полынова) мало захватываются или легко отбрасываются живущими организмами, поэтому они отличаются высокой миграционной способностью и выносятся природными водами далеко за пределы их образования, участвуя в процессах соленакопления. Таковы углекислые, сернокислые и хлористые соли натрия и магния.

Эоловые факторы

Наиболее высокодисперсные продукты выветривания и почвообразования постоянно вовлекаются потоками движущегося воздуха в процессы миграции и аккумуляции веществ на поверхности земной коры. Почвообразование сопровождается как эоловой денудацией, так и эоловой аккумуляцией механических и химических осадков. Источники аэросуспензий и аэрозолей в атмосфере сложны, разнообразны и еще мало изучены. В условиях сухого климата, при отсутствии растительного покрова тончайшие частицы почвенного вещества захватываются воздушным потоком и вихревыми движениями вовлекаются в атмосферу на значительную высоту, разносятся на громадные пространства и выпадают с атмосферными осадками. Этим же путем легкорастворимые соли и взвешенные частицы вовлекаются в воздушные потоки с поверхности озер, морей и океана в периоды штормов и циклонов. В результате деятельности вулканов атмосфера обогащается аэросуспензиями и аэрозолями, которые уносятся воздушными потоками далеко от места извержения. Немало вещества поступает в атмосферу с космической пылью.

Так, ежегодно на поверхность земли выпадает около 4000 *т* метеорного вещества (Сауков, 1950).

Роль эоловых агентов в судьбе продуктов выветривания и почвообразования резко отличается от роли воды. Водные потоки сносят продукты выветривания и почвообразования всегда по уклону местности и лишь редко (например, в форме капиллярных и пленочных растворов) в восходящем направлении. Эоловые агенты нередко перераспределяют высокодисперсное почвенное вещество в восходящем направлении, перенося взвешенную массу аэросуспензий и аэрозолей вверх по долинам рек, вверх по склонам водоразделоов и гор, через океанические водоемы. Многие ученые считают, что толщи лёссовидных отложений, окаймляющие предгорья Средней Азии, образуются и поныне путем отложения пылеватых частиц воздушными потоками, пришедшими из песчаных пустынь.

Необычайно велика деятельность ветра в пустыне. Здесь мощные потоки ветра перемещают не только тонкий, но и средний и крупный песок на значительные расстояния, формируя барханы. О дальности движения частиц в зависимости от их размеров и скорости ветра можно судить по данным табл. 30 и 31. Ветер переносит в пустынях также так называемый псевдопесок, т. е. агрегированную соляную пыль, состоящую из глины, гипса, крупинок хлоридов и сульфатов натрия, образуя иногда мощные эоловые солевые покровы в виде дюн и барханов.

Таблица 30

Дальность переноса частиц различного размера при умеренно сильном ветре
(данные Удена, по Пустовалову, 1940)

Частицы	Размер частиц, *мм*	Дальность переноса
Гравий	1—8	Несколько метров
Грубый и средний песок	1,0—0,25	<1,5 *км*
Очень тонкий песок	0,06—0,125	Несколько километров
Грубый алеврит	0,03—0,06	320 *км*
Средний алеврит	0,015—0,03	1630 *км*
Тонкий алеврит и глина	До 0,015	Вокруг земного шара

Таблица 31

Движение песков в зависимости от скорости ветра
(Петров, 1950)

Тип песка	Средний диаметр зерна, *мм*	Скорость ветра, *м/сек*
Самый мелкий	0,03	0,25
Очень мелкий	0,12	1,50
Мелкий	0,32	4,00
Средний	0,60	7,40
Крупный	1,04	11,40

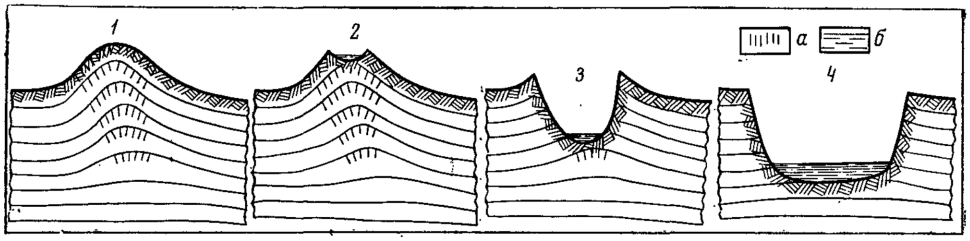


Рис. 39. Схема эолово-солевого разрушения свода антиклинали в пустыне

1 — исходное состояние структуры,
2 — разрушена вершина структуры;
3 — впадина заняла разрушенный свод;
4 — разрушение структуры завершено.
а — трещины в своде структуры;
б — скопления солей и соленосных илистых отложений

Развитый растительный покров и влажная поверхность почвы, естественно, уменьшают вынос и перераспределение продуктов почвообразования эоловыми агентами. Роль эоловых агентов особенно велика в степях и пустынях. Сплошная распашка степей без защитных полосных насаждений в сухие годы вызывает губительные пыльные бури. Вековой выпас скота на равнинах степей и пустынь приводит к уничтожению растительности и дернины, скрепляющей почву. Это также вызывает интенсивный вынос продуктов выветривания и почвообразования. В пустынях Сахары выдувается в течение тысячелетия 1-метровый слой почвенного мелкозема. Это полностью подтверждается накоплением на эродированных ветром поверхностях большого количества конкреций полуторных окислов, извести или халцедона, обломков породы. Каналы древних оросительных систем, глинобитные постройки древних городов Средней Азии, разрушенные в результате нашествия монголов и войн Тамерлана, порою нацело исчезают под воздействием ветропесчаного потока.

Поразительные разрушения целых антиклинальных структур с образованием на их месте глубоких депрессий, заполненных солями, наблюдаются в пустынях Средней Азии, Закавказья и Северной Африки. Выцветающие на поверхности разрушенного свода структур кристаллы солей разрыхляют породу и образуют агрегированный сыпучий глинисто-солевой мелкозем. Ветер уносит этот мелкозем, на месте которого образуются новые порции сыпучего материала (рис. 39).

Общеизвестно, что тонкая пыль за несколько дней может переместиться с воздушными массами на расстояние до 2—3 тыс. *км*. Аэросуспензии и аэрозоли выпадают на поверхности суши в виде тончайшей пыли, которая ежегодно скрепляется растительностью, вовлекается в почвообразование и морфологически не различается глазом. Значительные массы взвешенного в воздухе материала поступают с атмосферными осадками в реки, озера и моря, участвуя в формировании делювия, аллювия и донных отложений. Археологические раскопки в Египте и Туркмении показали, что пылевые эоловые осадки могут полностью погребать целые города, крепостные сооружения и памятники зодчества.

По подсчетам Ф. Кларка (Clark, 1924), в среднем на каждый километр суши ежегодно выпадает от 2 до 20 *т* легкорастворимых продуктов. По данным Н. И. Усова (1940), в степях полупустынь Заволжья поступление солей с воздушными массами достигает 47 *т/км*^{2} в год.

Образующиеся в воздухе под влиянием электрических разрядов и фотохимических реакций нитраты и аммиак также выпадают на поверхность суши с атмосферными осадками. Сумма нитратов и аммиака, выпадающих с дождевыми осадками, составляет до 17 *кг/га*, т. е. до 1,7 *т/км*^{2} ежегодно.

Роль эоловых агентов в формировании коры выветривания и почвенного покрова изучена недостаточно. Вокруг этой проблемы идет борьба мнений, и следует признать, что значение этого процесса недооценивается.

ГРУППЫ ВОДНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ПОДВИЖНОСТИ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Как показано выше, подвижность различных соединений довольно изменчива. Продукты выветривания и почвообразования можно объединить в группы и ряды геохимической подвижности. Б. Б. Полынов (1947) установил пять групп подвижности элементов при выветривании и миграции:

Энергично выносимые: Cl, Br, J, S	10 *n*
Легко выносимые: Ca, Na, K, Mg	1 *n*
Подвижные: SiO_2, P, Mn	0,1 *n*
Слабо подвижные: Fe, Al, Ti	0,01 *n*
Инертные: SiO_2 (кварца)	0

Руководствуясь этими рядами подвижности элементов при выветривании, можно предвидеть, что соединения элементов I и II групп будут легко выноситься из элювиальной коры выветривания и накапливаться в аккумулятивной коре выветривания. Соединения элементов III и IV групп, наоборот, будут относительно накапливаться в элювиальных горизонтах и корах выветривания.

А. И. Перельман (1955) предложил понятие коэффициента водной миграции, под которым следует понимать отношение среднего содержания данного элемента в речной воде к среднему его содержанию в литосфере (кларку) или к среднему содержанию этого элемента в горных породах, дренируемых рекой и притоками. В общих чертах группы элементов по коэффициентам водной миграции, подсчитанным А. И. Перельманом, близки к рядам Б. Б. Полынова, хотя в некоторых деталях они отличаются. Главные отличия приходятся на условия восстановительного режима с образованием H_2S, когда миграционная активность серы, железа, марганца, кобальта, меди и других элементов сильно меняется (рис. 40).

Однако в природе не всегда выдерживаются эти закономерности. Нередко создаются условия, когда фактическая потеря элементов из коры выветривания резко отличается от ожидаемой теоретически. По интенсивности выноса при выветривании первые места занимают Ca, Mg, Na, K, Mn (табл. 32).

Сопоставление большого числа материалов позволило нам дать свою группировку соединений по их педогеохимической подвижности, связанную в основном с условиями геохимии почв (табл. 33).

Соединения очень высокой подвижности. К этой группе относятся нитраты, хлориды щелочей и щелочных земель, сульфаты натрия, калия, магния, цинка, урана, карбонаты натрия и калия.

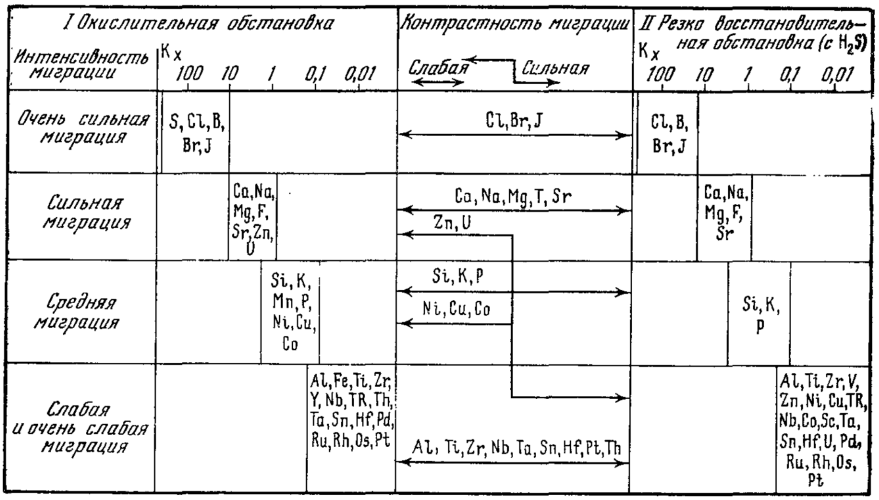


Рис. 40. Ряды миграции элементов в окислительной и восстановительной сероводородной обстановке зоны гипергенеза (Перельман, 1955, 1968)

Относительную геохимическую подвижность этих соединений можно принять за 100. Наиболее растворимые из них — нитраты и хлориды, а также бромиды и иодиды — выщелачиваются в условиях элювиальных ландшафтов и при большом увлажнении особенно интенсивно. Они же весьма энергично накапливаются в почвах и коре выветривания аккумулятивных аридных ландшафтов и тем в большем количестве, чем суше климат.

Сульфаты и карбонаты щелочей, обладая при низких температурах несколько меньшей растворимостью, нередко отстают в выщелачивании, задерживаются в транзитных ландшафтах по пути их миграции, хотя также являются постоянными компонентами в процессах аккумуляции солей и почвах внутриматериковых низменностей, речных пойм и дельт.

Соединения высокой подвижности. К этой группе относятся углекислые и двууглекислые соли магния, кальция, стронция, цинка, сернокислые кальций и стронций, фульваты большинства металлов. Их относительная подвижность в элювиально-аккумулятивных процессах почвообразования на 0,5—1 порядок ниже соединений первой группы и может быть обозначена индексом 50—10. Соли кальция и магния, отличаясь достаточно высокой растворимостью, выщелачиваются в областях господства элювиальных процессов. В аккумулятивных и транзитных ландшафтах сернокислые и углекислые соли кальция образуют резко выраженные скопления в виде конкреций или сплошных горизонтов.

В качестве катионов кальций, магний, калий и натрий интенсивно поглощаются и задерживаются коллоидно-дисперсными системами почв и осадочных пород.

Калий, поглощаясь растительными и животными организмами и входя в состав вторичных минералов, особенно гидрослюд, отстает в своей миграции от натрия. Магний, участвуя в процессах доломитизации и необменно поглощаясь вторичными силикатами и алюмосиликатами (монтмориллонит), также относительно отстает в выносе в сравнении с нат-

Таблица 32

Коэффициенты устойчивости (K^*) элементов для коры выветривания амфиболитов и порфиритов

(Лисицына, Глаголева, 1968 г., с изменениями автора)

Элемент	Порфириты	Амфиболиты	Элемент	Порфириты	Амфиболиты
Легкоподвижные элементы			Малоподвижные элементы		
Ca	0,03	0,03	Cr	0,30 ?	0,50
Mg	0,06	0,006	V	0,30 ?	0,50
Na	0,14	0,11	Zr	0,70	0,56
K	0,20	0,12	P	0,80	0,60
Mn	0,14	0,04			
Подвижные элементы			Устойчивые элементы		
Co	0,11	0,20	Ti	0,80	1,20
Ni	0,30	0,30	Al	0,80	1,20
Cu	0,40	0,24	Ga	0,98	0,90
Zn	?	0,30	Fe	1,00	0,80
Si	0,40	0,40			

$$^* K = \frac{\text{Среднее содержание в верхней зоне } (мг/см^3)}{\text{Среднее содержание в коренной породе } (мг/см^3)}.$$

Таблица 33

Педогеохимическая подвижность главных продуктов почвообразования

Группа подвижности	Химические соединения	Относительная подвижность
Очень высокая (I)	Нитраты, хлориды, иодиды, бромиды, сульфаты, карбонаты, бораты, силикаты, фосфаты щелочей и частично щелочных земель	100
Высокая (II)	Гипс, углекислый магний и кальций, гуматы и алюминаты щелочей, железные и алюминиевые квасцы	≈50—10
Умеренная (III)	Бикарбонаты, фульваты и фосфаты Mn, Fe, гидрозоли кремнезема, гидрозоли гумуса	≈0,5—1,0
Низкая (IV)	Гидроокислы Al, Fe, Mn, гуматы тяжелых металлов	≈0,1—0,001
Ничтожная (V)	Кварц (SiO_2), рутил (TiO_2), циркон ($ZrSiO_4$), гранат (ортосиликат Fe, Al, Ca), глинные минералы, сульфиды	<0,0001

рием. Кальций же входит в состав многих биогенных образований (скелеты, раковины) и представлен в почвах малорастворимыми соединениями (карбонаты, фосфаты). Поэтому и во второй группе продуктов наибольшей миграционной подвижностью отличаются соединения натрия, которые являются также и высокорастворимыми. Этому способствует и низкая

биогенность натрия, значение которого в зольном составе растений невелико.

Соединения первой и второй групп в виде разнообразных смесей солей разной растворимости и в разной концентрации присутствуют в почвенных растворах, в грунтовых и речных водах. Они же участвуют в формировании минерализованных подземных вод и различных рассолов. В условиях аридного климата эти соли интенсивно накапливаются в грунтах и почвах степей, саванн, пустынь, образуя соленосные осадочные породы и засоленные почвы.

Соединения умеренной подвижности. К этой группе продуктов почвообразования и выветривания, обладающих относительно небольшой, но все же вполне выраженной миграционной способностью, принадлежат ионные и коллоидные растворы кремнезема, бикарбонаты и фосфаты железа, марганца, кобальта, комплексные соединения алюминия, железа, марганца, кобальта, никеля, меди с органическими кислотами.

Относительная подвижность соединений этой группы на 2—2,5 порядка ниже по сравнению с соединениями первой группы и может быть обозначена в среднем индексом 0,5—1,0. Соединения фосфора в большинстве малорастворимы и, кроме того, интенсивно захватываются растительными и животными организмами, на длительное время задерживаясь в биологическом круговороте. Значительные количества подвижного кремнезема поглощаются низшими и высшими организмами, участвуя в образовании панцирей, скелета или механических тканей (диатомовые, радиолярии, фитолитарии злаков и древесины).

Освобождающиеся в процессе выветривания соединения кремнезема, фосфора, марганца, железа ограничены в пространственной миграции, задерживаются частично в области элювия либо выпадают вследствие хемогенных и биогенных реакций в осадок в области делювия, пролювия и аллювия, т. е. в транзитных ландшафтах. Однако значительные количества соединений кремнезема, фосфора, марганца, железа, кобальта, никеля уходят с водами грунтового и поверхностного стока в аккумулятивные области, образуя скопления в пойменных осадках и почвах, в дельтовых и прибрежных зонах морей и океанов, в озерах и болотах.

Соединения низкой подвижности. Значительно меньшей подвижностью в коре выветривания и почвах отличаются соединения алюминия, титана, окисного железа и окисного марганца. Их подвижность в тысячи и десятки тысяч раз меньше подвижности соединений первой и второй групп. Это относится к гидроокисям этих металлов, а также к карбонатам и сульфатам бария и отчасти стронция, цинка. Однако иногда соединения алюминия перемещаются в заметных размерах, образуя аккумулятивные месторождения бокситов. Все же общепризнанным является положение о том, что соединения алюминия и титана преимущественно накапливаются в остаточной коре выветривания, т. е. в области элювия. Именно поэтому древние элювиальные коры выветривания во влажных тропиках представлены минералами гидроокиси алюминия с примесью титана.

Несколько иначе обстоит дело с соединениями железа. Образуя в коре выветривания в основном окисные формы, соединения железа также характеризуются низкой миграционной способностью и ясно выраженной тенденцией к накапливанию в остаточных продуктах элювиальных кор выветривания. Однако чуткая реакция железа на восстановительные

условия и повышенную кислотность среды, образование при этом растворимых бикарбонатов и комплексных органо-минеральных соединений приводят к тому, что железо, подобно марганцу, иногда приобретает относительно высокую подвижность, может интенсивно выноситься, как и марганец, из области элювия. Соответственно в гидроморфных условиях соединения железа и марганца образуют зачастую значительные скопления в почвах, болотах, озерах, лагунных и шельфовых зонах морей. По этим же причинам соединения железа образуют резко выраженные горизонты накопления в почвах (латеритные коры, ортштейн, железистые кирасы).

Соединения ничтожной подвижности (инертные продукты). В эту группу Б. Б. Полыновым отнесен кремнезем кварца. Сюда должны быть присоединены такие высокоустойчивые минералы, как циркон, гранат, глинные минералы, а также сульфиды металлов. А. И. Перельман указывает на ничтожную миграционную способность соединений тория, ниобия, тантала. Относительная подвижность этой группы соединений приближается к нулю. Вследствие своей инертности кварц и циркон являются типичными компонентами остаточной коры выветривания, относительно накапливаясь в толщах элювия. По этим причинам кварц или циркон часто принимаются за соединение-свидетель, по отношению к которому рассчитывается миграционная способность других продуктов выветривания и почвообразования.

Не следует, однако, забывать, что инертность кварца, глин и циркона не абсолютна. При высоких степенях дисперсности, особенно в условиях циркуляции щелочных растворов, кремнезем кварца способен к постепенному очень слабому растворению и миграции. При геологической продолжительности процессов это может привести к существенным результатам. Глины также в какой-то мере пептизируются и мигрируют.

Рассмотренная характеристика относительной подвижности продуктов выветривания и почвообразования условна. Тем не менее знание различной подвижности продуктов выветривания и почвообразования позволяет разобраться в механизме их горизонтальной и вертикальной дифференциации, в различных типах почв и коры выветривания, а также в закономерностях распределения их на поверхности суши.

ПОЧВЕННО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СПУТНИКИ И АНТАГОНИСТЫ

Обзор педогеохимической подвижности важнейших продуктов выветривания и почвообразования, при всей относительности описанных групп, позволяет предвидеть и понимать поведение различных соединений в процессах формирования почв и почвенного покрова отдельных ландшафтов, континентов и их частей.

В природе редко достигается полное разделение продуктов почвообразования и выветривания. Обычно они выпадают в осадок или мигрируют и аккумулируются совместно в виде групп соединений-спутников, что обусловливается сходством путей их образования, близкой растворимостью или близостью их биологического и почвенно-геохимического значения.

В первом приближении можно считать, что компоненты описанных выше пяти групп педогеохимической подвижности соединений и являются спутниками-мигрантами, спутниками-аккумулянтами. Многочисленные и вполне достоверные наблюдения свидетельствуют о том, что

миграция и аккумуляция нитратов, хлоридов и сульфатов происходит совместно и часто сопровождается накоплением соединений брома, йода и бора. Это установлено для солончаковых пустынь Америки, Африки, Азии, юга Русской равнины, Кура-Араксинской низменности.

Общим правилом является совместная миграция и аккумуляция гипса, карбонатов и бикарбонатов кальция и магния и гуматов кальция. Гипс и углекислый кальций являются также постоянными геохимическими спутниками хлоридно-нитратно-сульфатных аккумуляций.

Карбонаты и бикарбонаты щелочей всегда сопровождаются мобильным кремнеземом, гуматами щелочей, нередко алюминатами щелочей в растворах, а в осадке — углекислым кальцием и монтмориллонитовыми глинами.

Совместно мигрируют и накапливаются фульваты и карбонаты железа, марганца, никеля, кобальта, меди. В остаточной коре выветривания образуются и совместно относительно накапливаются окислы и гидроокислы алюминия, железа, титана, кварц, каолинит.

Опаловидный и пылевидный аморфный кремнезем, углекислый кальций, коллоидный гумус, окислы железа и марганца и их фосфаты накапливаются совместно в сапропеле мелководных пресных озер, в торфяниках, глеевых горизонтах почв.

Компоненты каждой группы меньшей миграционной активности не только преимущественно задерживаются в элювиальных ландшафтах, но и сопровождают в виде спутников-примесей повсеместно в почвах и корах выветривания транзитных и аккумулятивных ландшафтов компоненты ближайших групп возрастающей мобильности. Эту закономерность можно назвать «правилом сопровождения». Согласно этому правилу, например, аккумуляция в почвах нитратов, хлоридов, сульфатов должна обязательно сопровождаться аккумуляцией гипса, углекислого кальция, вторичного кремнезема, полуторных окислов, глинных минералов.

В соответствии с этим же правилом аккумуляция фосфатов и карбонатов железа, алюминия, марганца должна сопровождаться, хотя и в ослабленной форме, но достаточно выраженной аккумуляцией компонентов IV и V групп, т. е. гидроокислов алюминия, железа, марганца, гуматов этих же металлов, кварца и глинных минералов. Подчиняясь этому же правилу, компоненты I группы не сопровождают аккумуляции компонентов II и особенно III и IV групп. И действительно, гипсовые и карбонатно-кальциевые аккумуляции, не содержащие скоплений нитратов, хлоридов и сульфатов щелочей, достаточно известны в природе (луговые мергели, коричневые почвы, некоторые черноземы). Общеизвестно также, что типичные аккумуляции компонентов IV и V групп (латериты, аллиты, ферраллиты, каолиниты) никогда не сопровождаются компонентами I и II групп, так как последние должны быть выщелочены ранее.

Однако имеются еще более сложные явления, которые можно назвать почвенно-геохимической несовместимостью (антагонизмом). Геохимический антагонизм возникает между такими соединениями, которые, вступая в реакции между собой, полностью разрушаются и не аккумулируются, несмотря на их приток.

Весьма типичным примером педохимической несовместимости являются карбонаты (бикарбонаты) щелочей и гипс, сода и хлориды кальция, алюминаты натрия и гипс. Во всех этих сочетаниях щелочной компонент будет нейтрализоваться, а продукты реакции будут превращаться

в обычные пары геохимических спутников: карбонат кальция и сульфаты натрия, карбонаты кальция и хлориды натрия, окислы алюминия и сульфат натрия. Так же несовместимы геохимически при аэрации среды сульфиды железа и карбонаты кальция или сода. Окисление сульфидов сопровождается образованием серной кислоты, разрушением карбонатов и образованием гипса или сернокислого натрия на бескарбонатном фоне, обогащенном окислами железа. Гипсовые аккумуляции, окрашенные окислами железа и марганца, могут быть как раз свидетелями подобного процесса образования и разрушения сульфидов в прошлом.

По тем же причинам геохимически несовместимы квасцы и углекислый кальций (приморские кислые солончаки). Несовместимы нитраты и сульфиды, так как нитраты не могут образоваться и удержаться в анаэробной обстановке, где формируются сульфиды. В сильнокислой почве (насыщенной водородом и алюминием) невозможна аккумуляция карбонатов кальция, магния, натрия: эти соединения неизменно должны вступать в реакцию с кислой почвой и разрушаться.

Мало возможно в растворах совместное нахождение соединений SiO_2, Al_2O_3, $Fe(OH)_3$. Они неизбежно реагируют друг с другом, образуя осадки аморфных и окристаллизованных глин.

Явление почвенно-геохимической несовместимости соединений лежит в основе многих приемов химических и механических мелиораций неплодородных почв (гипсование и кислование щелочных почв, плантаж и аэрация почв, известкование кислых почв). Как в природных почвенных процессах, так и в практике мелиораций накопление в растворе или в осадке одного из пары геохимических антагонистов может быть устойчивым лишь при полной ликвидации другого антагониста и лишь при условии постоянного притока первого компонента с грунтовыми водами, с поливными водами, в виде специальных препаратов или удобрений. Это правило особенно важно в практике мелиорации содовых почв и поддержания их плодородия.

Несколько компонентов являются наиболее универсальными и повсеместными педохимическими спутниками любого почвообразовательного процесса. Это органический углерод, азот, кремнезем (аморфный или вторичный кварц), полуторные окислы и глинные минералы. Первичный почвообразовательный процесс (бактериальный, лишайниковый) или высокоразвитый черноземный почвообразовательный процесс, подводное почвообразование всегда дают продукты, обогащенные органическим углеродом и азотом, глинными минералами и вторичными соединениями кремния, образующими почвенный мелкозем. Эрозия и повторная седиментация, обособление, поднятие и расчленение аккумулятивных ландшафтов (террас, дельт) могут вызвать противоречивые процессы. Задача исследователя заключается в историческом анализе картины путем вычленения признаков реликтовых и установления кореллирующих признаков новейших процессов, наложенных на реликты.

ОСОБЕННОСТИ ПЕДОГЕОХИМИИ ВАЖНЕЙШИХ МИНЕРАЛЬНЫХ СОЕДИНЕНИЙ

Судьба продуктов выветривания и почвообразования зависит от продолжительности соответствующего процесса, условий увлажнения местности, миграции, аккумуляции и суммарного баланса этих продуктов в почвах и их отдельных горизонтах.

Легкорастворимые соли в условиях элювиальных ландшафтов типичных пустынь сохраняются неопределенно длительное время в почвах и коре выветривания, не поддаваясь выщелачиванию. Напротив, в условиях влажных тропиков даже глинозем подвержен миграции и выносу. Выщелачивание гипса и углекислого кальция на ранних стадиях элювиального процесса (особенно в засушливом климате) отстает от выщелачивания хлоридов и сульфатов натрия и магния, поэтому гипс и углекислый кальций могут задерживаться надолго в элювиальных ландшафтах, как бы обнаруживая «относительное накопление».

Соединения кремния, железа, марганца, алюминия в этом отношении также проявляют себя двойственно. Кремнезем довольно интенсивно выносится из элювиальной коры выветривания. Однако, выпадая в осадок при высыхании растворов и их замерзании, а также в форме диатомовых, аморфный кремнезем отстает в выносе от солей, и относительное накопление его обнаруживается в коре выветривания и почвах. Обычно наблюдается и остаточное «относительное» накопление кварца, но и он при большой длительности тропического элювиального выветривания постепенно выносится из коры выветривания.

Наименее подвижными компонентами считаются окислы железа и особенно алюминия. Их соединения — типичные остаточные компоненты в элювиальной коре выветривания. Однако в специфических случаях и они отличаются значительной педохимической активностью: образуют иллювиальные горизонты, конкреции, хардпены, рудные аккумуляции не только на суше, но даже в лагунах и на шельфах континентов.

Таким образом, понятие о мобильности или пассивности соединений в процессах почвообразования относительно. В зависимости от продолжительности и стадийности процесса и конкретных условий среды поведение продуктов почвообразования может быть совершенно противоположным.

Миграция и аккумуляция соединений кремния

Кремнезем постоянно поступает в почвенные растворы и грунтовые воды в результате гидролиза раздробленных алюмосиликатов и растворения кварца, халцедона, опала. Нефелин, диопсид, авгит в измельченном состоянии могут отдавать в водный раствор 15—20 *мг/л* кремния; биотит, микроклин, лабрадорит — до 5—7,5 *мг/л*. Даже кварц при высокой степени измельченности и нисходящих токах растворяется в количестве 3,5—4,0 *мг/л* Si (Keller, 1957).

Полевые шпаты и ряд сложных силикатов, таких как турмалин, циркон, гранат, являются очень стойкими против выветривания минералами с крайне низкой растворимостью. Но и они отдают в раствор небольшие количества кремнезема. Энергичный вынос кремнезема при выветривании, сопровождаемый значительно отстающим выносом соединений алюминия, железа, титана, установлен даже для условий тундры и тайги (Иванова, Полынцева, 1936; Таргульян, 1967). Об этом можно судить по соотношению кремнезема и глинозема в породах и илистых фракциях почв (рис. 41).

Деятельность микроорганизмов и примеси органических веществ значительно усиливают перевод кремния, алюминия, железа в раствор и их транспорт. Вынос окислов происходит в форме комплексных соединений с органическими кислотами. В водных экстрактах из свежего измельченного минерального материала, по данным Е. И. Соколовой и Т. С. Нуж-

деновской (1968), концентрация Al_2O_3 может достигать 25—500 *мг/л*, TiO_2 — 1,6—67 *мг/л*, SiO_2 — 30—160 *мг/л*.

Очень интенсивны десиликация пород и образование растворов кремнезема, карбонатов щелочей и щелочных земель при выветривании свежих вулканических пеплов, шлаков и лав. Эти процессы весьма выражены в почвах Армении, Камчатки, Японии, Филиппин, Индонезии и Чили. В условиях Камчатки ежегодный химический (в растворах и водах рек) вынос Si составляет 3—13 *т/км²*, Ca и Mg 9—15 *т/км²*, Na и K 3—4 *т/км²*,

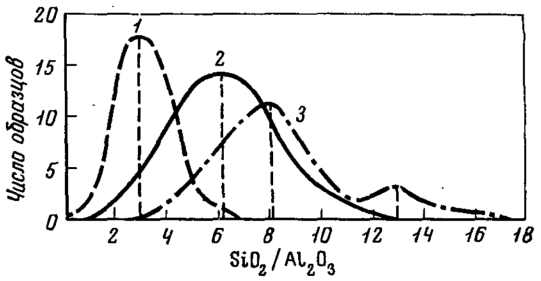


Рис. 41. Отношения SiO_2/Al_2O_3 в илистой фракции, мелкоземе и породах в ортоэлювии холодных гумидных областей (Таргульян, 1967)

1 — ил (<0,001 *мм*);
2 — мелкозем (<1 *мм*);
3 — массивно-кристаллическая порода

а HCO_3 до 37 *т/км²* (Соколов, 1967). Общепризнано, что наиболее глубокая и полная десиликация почв и коры выветривания характерна для влажных тропиков.

Так как различные минералы кремния абсолютно преобладают над другими минералами, то присутствие кремнезема в водах, циркулирующих в горных породах, грунтах и почвах, является универсальным педогеохимическим явлением, одинаково характерным для всех природных зон и особенно для районов изверженных маловыветрелых пород. В водах аридных или семиаридных областей кремнезем занимает среди других растворенных соединений подчиненное положение. Однако в разбавленных водах гумидных областей различных термических поясов вследствие отсутствия или низкой концентрации хлоридов, сульфатов и карбонатов в составе растворенных соединений почти всегда преобладает кремнезем (иногда органические вещества на первом месте, а кремнезем — на втором).

В разбавленных природных водах, имеющих минерализацию 20—50—100 *мг/л*, в качестве главного компонента содержится кремнезем, который составляет 25—60% от суммы растворенных веществ. Это дало основание автору еще в 1946 г. ввести в классификацию природных вод группу силикатных или силикатно-карбонатных вод. Позже это положение было принято в гидрогеологии и геохимии ландшафтов и получило общее признание.

Итак, в числе продуктов почвообразования и выветривания, как в осадках, так и в водных растворах, всегда имеется некоторое количество соединений кремния, обладающих достаточно заметной растворимостью и миграционной способностью. Предполагается, что это ионные и молекулярные растворы соединений ортокремниевой (H_4SiO_4) и метакремниевой (H_2SiO_3) кислот, кремнеорганические соединения, коллоидные растворы гидроокиси кремния и тонкие суспензии аморфных гелей типа $nSiO_2 \cdot mH_2O$. Исследования в природе и лабораторные эксперименты показывают, что комплекс этих соединений кремнезема постоянно присутствует в почвенных растворах, в речных, грунтовых и озерных водах в концентрациях порядка 10—50 *мг/л* SiO_2.

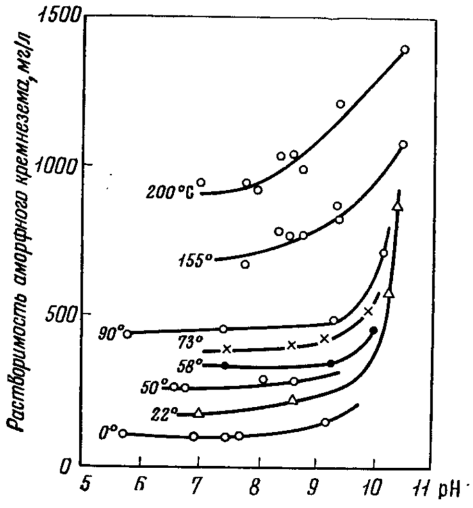


Рис. 42. Влияние pH и температуры на растворимость аморфного кремнезема (Ocamoto a. o., 1957)

Растворимость кремнезема резко возрастает с увеличением pH среды и особенно в щелочном интервале. В щелочных растворах при pH = = 10—11 в присутствии соды концентрация SiO_2 может достигать 100—200 *мг/л*. Повышение температуры также весьма сильно увеличивает растворимость аморфного кремнезема (рис. 42). Это объясняет, почему термальные воды при выходе на поверхность богаты растворенным кремнеземом (до 500 — 700 *мг/л* SiO_2). Повышается растворимость гелей кремнезема также под влиянием NaCl, Na_2SO_4 и особенно $NaHCO_3$ и Na_2CO_3. Есть указания, что в поровых растворах, содержащих соду, концентрация кремнезема может повышаться до 452 *мг/л* (Богомолов и др., 1967). Однако сульфаты, бикарбонаты и карбонаты магния и кальция резко снижают растворимость кремнезема и вызывают осаждение силикатов щелочных земель или образование осадка аморфного кремнезема.

В растворах угольной кислоты, хлористых и сернокислых солей происходит интенсивный гидролиз измельченного базальта, гранита, нефелина с переводом в растворы значительных количеств SiO_2 (до 20—100 *мг/л*). Испарение, транспирация или замерзание растворов, содержащих кремнезем, вызывает выпадение его в осадок в форме присыпки, корочек или гелей. Современное образование гелей кремнезема описывалось многими исследователями. Так, Гильгард сообщал (Hilgard, 1911), что в долине Миссисипи им наблюдался слой кремнеземистого геля мощностью 4—5 *м*. Были указания на нахождение гелей кремнезема при работах в Симплонском тоннеле, на Кап-Годе, в барах Австралии (Termier H., Termier G., 1952).

В солонцовых почвах идет мобилизация подвижного кремнезема щелочными растворами в горизонтах A_1 и A_2 и их перемещение в горизонты B и C с явлениями сильно выраженной цементации подпочвенных горизонтов (Ковда, 1935, 1937).

Кремнезем, поступивший в раствор при выветривании, осаждается также биологическим путем. Диатомовые водоросли, радиолярии, растения, особенно злаки (бамбук) усваивают подвижный кремнезем, полимеризуют его в опал и тем самым переводят в осадок. Однако есть очень много свидетельств о том, что деполимеризация опалов до коллоидных и истинных растворов — явление, столь же широко распространенное в природе (Ehrart, 1963).

Постоянное присутствие заметных количеств кремнезема в грунтовых и почвенных водах и участие кремнезема в процессах гидрогенной аккумуляции в почвах с образованием опалов, кварца, натеков, гидрогенных глин и хардпена было рассмотрено автором в 1940, 1946—1953, 1967 гг. для почв аридных областей, а затем и для почв гумидных областей

(1958, 1965). К. И. Лукашевым и его учениками описаны явления гидрогенной аккумуляции кремнезема в белорусских лёссах, в сапропелях и водно-ледниковых отложениях (1967, 1968, 1969). Достоверные данные (Жузе, 1966) показывают, что в озерах и болотах севера также идет довольно интенсивная современная аккумуляция тонкодисперсного опаловидного кремнезема в виде диатомита, трепела и прослоек опала (Гренландия, Карелия, Кольский полуостров, Таймыр, Исландия, Ленинградская область, Чукотка, Полесье и т. д.). В озерах и лужах здесь наблюдаются повышенные (15—30 *мг/л*) концентрации кремнезема, который является постоянным продуктом выветривания изверженных и метаморфических пород. Здесь же обнаруживаются в донных отложениях, в толщах послеледниковых наносов и почв довольно мощные (1—3—15 *м*) отложения диатомитов и трепела.

Обильная кремнеземистая присыпка в подзолистых и серых лесных почвах ополий (на глубине 0,5—2 *м*) образует своеобразный почвенно-геохимический кремнеземистый пояс на пространствах между степями и лесами Русской равнины, Сибири, Забайкалья, Приамурья, Маньчжурии (Ковда и др., 1958; Ковда, Родэ, 1967; Ковда, Самойлова, 1968). Этот пояс возник путем осаждения из ледниковых и послеледниковых вод, шедших со стороны моренных отложений, богатых измельченными обломками изверженных и метаморфических пород и выносивших большие количества кремнезема гидролитического выветривания. При отсутствии соединений алюминия в условиях периодического промерзания почв кремнезем выпадает из поверхностных вод в виде присыпок, песчинок и опаловидного материала.

Этот процесс окремнения (окремнеземывания) лесостепных и лесных почв наблюдался нами (1958) и сотрудниками (Зимовец, 1963, 1967; Славный, 1961, 1969) в Приамурье (табл. 34). Были обнаружены опаловидные натеки на гальках луговых и древнелуговых почв Приамурья, присутствие кремнезема было установлено в почвенных растворах. Замерзание почвенных растворов, как показал Ю. Славный, ведет к осаждению растворенного кремнезема.

По-видимому, превращение аморфного кремнезема в кварц происходит сравнительно быстро. Присутствие вторичного кварца было установлено Е. И. Парфеновой (1947) в подзолистых почвах Московской области. Выпадение кремнезема в осадок и его быстрый переход во вторичный кварц в аридных условиях при испарении растворов описаны автором

Таблица 34

Состав опаловых натеков и корочек в 5%-ной вытяжке КОН, %

Образцы почвы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	Автор
Корочки из бурых лесных почв Приамурья	50,2 39,3	0,6 1,7	0,2 0,1	Зимовец, 1963
Кремнеземистая присыпка в луговых и пойменных почвах Приамурья (глубина 50—150 *см*)	4—10	—	—	Ковда, Зимовец, Амчиславская, 1958
Опаловый натек на гальке в луговой почве Маньчжурии	22,03	Не обн.	3,53	То же

для Египта (Ковда, О. Д. Родэ, 1967). Накопление кремнезема в коре выветривания и почвах пустынь специально было отмечено Гильгардом, который на большом числе валовых анализов показал, что почвы аридных районов значительно богаче кремнеземом, чем почвы влажных областей. Действительно, в почвах аридных областей, особенно расположенных в районах изверженных пород, часто наблюдаются прослои, натеки, конкреции кремнезема и опала. Немецкие исследователи различают в «кактусовых почвах» даже так называемый кремнекислый ортштейн.

Валовой состав «кактусовых почв» и их материнских пород представлен в табл. 35.

Таблица 35

Валовой состав «кактусовых почв»
(Schaufelberger, 1954)

Почва, порода	Si	Al	Fe	Ca	Na+K	Si : Al
а) почва	201	49	47	1	3	4,1
б) тералит	96	23	43	21	13	
а:б	2,09	2,13	1,09	0,05	0,23	
а) почва	181	88,5	5,5	2	4	2,04
б) амфибол	76	16	52,5	25,5	6	
а:б	2,24	5,55	0,11	0,08	0,67	
а) почва	178	33,5	46	14,5	6	5,3
б) диабаз	118	19	46	26	9	
а:б	1,51	1,76	1,00	0,55	0,67	

Таблица 36

Накопление SiO_2 и Al_2O_3, растворимых в 5%-ной вытяжке KOH в орошаемых почвах Венгрии
(Szabolčs, Darab, 1958)

№ разреза (район Хортабадь)	Глубина, *см*	SiO_2, %	Al_2O_3, %	SiO_2, *мг*-экв	Al_2O_3, *мг*-экв	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
145	3—8	3,26	0,184	27,2	1,82	14,95
	18—22	2,42	0,070	20,2	0,686	29,40
	30—40	1,24	0,290	10,32	2,92	3,54
	60—65	0,992	0,470	8,34	4,6	1,81
146	4—20	3,492	0,076	29,1	0,745	39,1
	35—45	0,954	0,206	7,93	2,1	3,92
	60—70	0,666	0,262	5,56	2,57	2,16
147	3—14	2,436	0,560	21,4	5,49	3,74
	23—33	3,00	0,144	25,0,	1,41	17,75
	40—48	1,098	0,318	9,6	3,1	3,18
	58—68	0,978	0,312	8,15	3,06	2,66

При щелочных почвенно-грунтовых водах создаются особенно благоприятные условия для вторичного накопления в почвенном профиле свободного опаловидного кремнезема, для кремневых цементов и монтмориллонитизации почвы. Аморфный кремнезем при этом часто аккумулируется в поверхностных горизонтах солончаков.

В Венгрии подъем щелочных грунтовых вод при орошении вызвал не только вторичное содовое засоление, но и монтмориллонитизацию почв и накопление аморфного кремнезема в значительных количествах

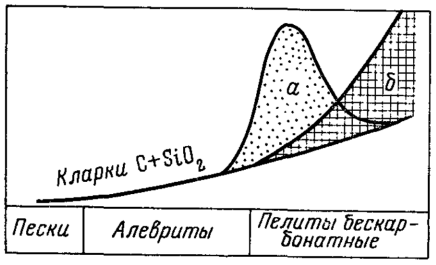


Рис. 43. Области накопления органического углерода и вторичного (аутогенного) кремнезема в осадочных породах морей и озер (Страхов, 1963)

а — по периферии пелитовой зоны (океанов и крупных морей);
б — в центре пелитовой зоны (малых морей и озер)

(табл. 36). При этом развились бесструктурность, вязкость, гелеобразность и коркуемость почв.

Сходные явления наблюдаются в саваннах и пустынях Аравии, Северной Африки, Латинской Америки. Здесь можно встретить в почвах кремнеземистые цементированные горизонты и прослои (включающие окремневшие древесные и костные остатки). Нередко в пустынях опаловидный кремнезем и вторичный кварц сочетаются с осадками извести, гипса, полуторных окислов. Как отмечал неоднократно Эрхарт (Erhart, 1962), кремнезем в виде опала часто присутствует в гидроморфных известковых конкрециях, которые образовались под влиянием испарения и транспирации грунтовых вод в древних и новейших осадках и почвах Мадагаскара, террас и дельты р. Нигер, низменности оз. Чад, лёссовых террасах Рейна.

Скопления опаловидного кремнезема и халцедон-кварца были обнаружены также Б. Б. Полыновым в ортштейногенных горизонтах песчаных почв древних террас р. Дон.

Уникальный пример крайне сильной абсолютной континентальной аккумуляции кремнезема автор видел в 1968 г. в пустынных саваннах центральной части Австралии (Stephens, 1961, 1964). Древние аллитные почвы — красноземы — занимают в Австралии современный обширный водораздел восточной и северной территории Квинсленд. Воды, содержащие кремнезем, уходили на юго-запад от этих пространств во внутриматериковую депрессию. Образовался многометровый покров цементированных отложений опаловидных кремней — силкрит (кремневый аналог латерита). Повторная эрозия разрушила покров силкрита как целое, но он сохранился на многочисленных обширных останцах в виде бронированного покрова. Однако это сравнительно редкий пример.

По-видимому, большая часть кремнезема, поступившего при выветривании в почвенные, грунтовые и наземные воды, расходуется на реакции ресиликации гидроокислов алюминия и железа в каолинит и галлуазит, а последних — в иллит и монтмориллонит. Эти процессы гидрогенного глинообразования происходят непрерывно в почвах и породах тран-

зитных и особенно аккумулятивных ландшафтов (Ковда и др., 1958, 1968).

Наконец, пожалуй, наибольшая доля кремнезема, поступившего в природные воды, уходит в озера, моря и океан, участвуя в морском цикле седиментации. Об этом можно судить по рис. 43, иллюстрирующему интенсивное накопление соединений вторичного кремнезема в донных суглинистых и глинистых осадках озер и морей.

Миграция и аккумуляция соединений железа, марганца и алюминия

Педогеохимическая судьба соединений железа, марганца, алюминия зависит в огромной степени от условий увлажнения, реакции среды, аэрированности почвы, условий разложения органического вещества.

Еще Шпренгель, который работал над проблемой почвенного гумуса, много занимался изучением дерновых железных руд, связывая их образование с испарением и аэрацией вод, содержащих гумус, угольную кислоту и железо. Другие исследователи объясняли аккумуляцию железа процессами окисления и воздействием дубильных веществ. С. Н. Виноградский (1897) доказал, что осаждение окислов железа является бактериальным процессом. Аарнио (1915), по-видимому, был одним из первых исследователей, экспериментально изучившим роль кислого гумуса в образовании болотных железных руд и скоплении полуторных окислов.

Общеизвестно, что соединения железа, марганца, алюминия мигрируют в вертикально-нисходящем направлении в подзолистых и желтоземных почвах, в солонцах и солодях с образованием светлых, белесых, пепельно-серых элювиальных горизонтов A_2 и бурых, коричневых, темных иллювиальных горизонтов, обогащенных полуторными окислами. К. К. Гедройц (1926), К. Д. Глинка (1924), Г. Вигнер (1941), А. А. Роде (1937) объясняли эту форму нисходящей миграции полуторных окислов промывным водным режимом и образованием высокодисперсных золей, стабилизированных кислым гумусом. После исследований С. П. Яркова (1942) эта форма выноса полуторных окислов из осветленных горизонтов с полным основанием связывается с временным или постоянным созданием анаэробной обстановки и с образованием соединений двухвалентного железа и марганца.

В результате исследований И. В. Тюрина (1949), В. В. Пономаревой (1949), Л. Н. Александровой (1954), И. С. Кауричева (1965) выяснилось, что решающая роль в миграции соединений тяжелых металлов принадлежит агрессивному действию фульвокислот, с которыми железо, марганец, алюминий образуют подвижные, активно мигрирующие комплексные соединения. Фульвокислоты способны связывать несколько сот миллиграмм железа на 1 *г* углерода в виде хелатных соединений, мигрирующих на значительные расстояния (Лукашев, 1961, 1967).

Исследования И. С. Кауричева и Е. М. Ноздруновой (1958, 1960) показали, что сезонное или постоянное заболачивание в почвах средней тайги сопровождается образованием комплексных железоорганических соединений (с дубильными веществами и низкомолекулярными карбоновыми кислотами), которые могут свободно передвигаться в нисходящем, боковом и горизонтальном направлениях. За 1 год на площади 1 $м^2$ в профиле подзолистых и гелеево-подзолистых почв, по данным этих

авторов, может быть мобилизовано, перемещено и задержано от 150 до 2500 *мг* железа. В пересчетах на 1 *га* это дает величины от 1,5 до 25 *т* Fe.

Постепенно в почвоведении накопилось много факторов, свидетельствующих о том, что педогеохимия полуторных окислов значительно сложнее, чем представление об их относительном накоплении в остаточной коре выветривания и ограниченной нисходящей миграции с образованием иллювиальных горизонтов. Прямые и косвенные данные явно указывают на явления активной горизонтальной миграции и аккумуляции полуторных окислов: количество полуторных окислов в иллювиальных горизонтах не соответствует тому, что могло быть вынесено из осветленных элювиальных горизонтов этих же почв; наблюдаются многочисленные примеры образования регионального ортштейна в почвах низменностей, примеры интенсивного накопления конкреций и пластов полуторных окислов в болотах, луговых и глеевых почвах, в мелководных озерах и лагунах, образование трубковидных стяжений вокруг корней, нахождение грунтоводных латеритов, железистых кирас по склонам и в депрессиях, движение темноокрашенных органо-железистых вод. Все эти наблюдения в природе и эксперименты в лабораториях убеждают в том, что соединения железа и марганца в различных формах и концентрациях могут активно мигрировать на огромных пространствах. Соединения железа, оказавшиеся в растворе в кислой или нейтральной восстановленной среде, богатой органическими соединениями, поступая в грунтовые воды и с ними в общую геохимическую циркуляцию, движутся по уклону местности в аккумулятивные ландшафты, где они могут накапливаться в почвах и грунтах в разнообразных формах. Осаждение железа происходит в виде бурого гелеподобного осадка карбонатов железа, в виде сплошных масс окислов разной гидратированности, в виде фосфатов и гуматов.

Финские почвоведы (Aarnio, 1915; Kivinen, 1936) много сделали в изучении явлений миграции и аккумуляции соединений железа в водоемах и болотных почвах севера. Первые признаки выпадения гидроокислов железа из растворов — это появление «маслянистых» или «нефтяных» пленок и пятен на поверхности воды. В восьми случаях из десяти воды, имеющие маслянистые пленки, отличаются узким интервалом pH (6,30—6,49). Эти пленки содержат двух- и трехвалентное железо, кальций и много органического вещества (Puustjarvi, 1952).

Финские исследователи подчеркивают, что осаждение окислов железа сопровождается сорбцией растворенного гумуса в количествах 0,2—3,0 *г* на 1 *г* Fe_2O_3. Осаждение двухвалентного железа в виде карбонатов происходит при высоком уровне pH — 6,7—7,0. Поэтому сидерит в почвах накапливается при pH=7 — 8,5. В остальных случаях чаще происходят коллоидно-химические реакции между отрицательно заряженными золями гумуса и положительно заряженными золями гидроокислов железа (и марганца) с образованием изоэлектрических осадков. Почти все железисто-марганцовые новообразования в почвах — ортштейны, железистые хардпены и болотные руды — всегда содержат несколько процентов гумуса.

Как установлено финскими почвоведами, наиболее интенсивно и часто аккумуляция соединений железа в верхних горизонтах подводных болотных почв происходит при pH=6,3—7,4. При кислой реакции (pH ниже 5,5) накопление железа в почвенных приповерхностных горизонтах не наблюдалось. При высушивании болотных почв наблюдалось повыше-

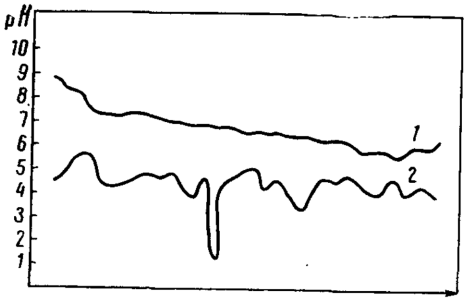


Рис. 44. Повышение кислотности болотных почв Финляндии при высушивании. (Данные Пуустярви — Puustjarvi, 1955, обработанные автором)

1 — pH свежей почвы;
2 — pH сухой почвы.
Кривые построены по данным 50 анализов

ние их кислотности (Puustjarvi, 1952; рис. 44). Осаждение окислов железа является также и функцией окислительно-восстановительного потенциала среды. Так, болота, имевшие «маслянистые» пятна, имели Eh обычно на 50—100 *мв* меньше, чем болота, на которых наблюдается выпадение соединений железа в осадок. В поймах и на притеррасовых понижениях участки, имеющие железистый ортштейн, всегда отличаются более высокими показателями Eh и бóльшим содержанием кислорода в грунтовой воде.

В ландшафтах транзитного или аккумулятивного типа в зоне влажных лесов севера, как показал Ф. Р. Зайдельман (1965, 1969), соединения железа и алюминия интенсивно накапливаются в почвах тем в большем количестве, чем сильнее они оглеены, т. е. чем хуже общие условия дренированности. При этом, конечно, аккумулируются и соединения кремнезема. Естественно, что подзолистый процесс при этом подавлен, выражен слабо или замещается гидрогенно-аккумулятивным дерновым процессом с выносом лишь наиболее подвижных соединений (карбонатов, сульфатов, хлоридов).

Явления аккумуляции полуторных окислов в почвах можно было бы доказать аналитически, если бы конкреции и микроконкреции диаметром более 0,25 *мм* не отсеивались из почвы, а учитывались и анализировались отдельно. Как показали исследования, выполненные нами с сотрудниками в Приамурье (1958), аккумуляция соединений железа и марганца с образованием приповерхностного максимума четко прослеживается в гидроморфных и палеогидроморфных почвах (рис. 45).

Железо и марганец обычно присутствуют в уплотненных гумусовых хардпенах, например в подзолах влажных тропиков Саравака (Andriesse, 1969).

Аналогами таких железисто-гумусовых горизонтов в северном полушарии являются ортзандовые прослои в песках и особенно гумусово-железистые элювиальные горизонты в подзолистых почвах легкого механического состава.

Эти горизонты гидрогенного накопления полуторных окислов и гумуса характеризуются следующими показателями:

	Fe-подзолы	Гумус-подзолы
Al_2O_3 : гумус	1 : 0,75 — 2	1 : 1,6
Fe_2O_3 : гумус	1 : 0,55 — 0,72	1 : 22 — 42

Лаг (Lag, 1960) пишет, что в Норвегии цементированные горизонты наблюдаются в профиле кислых гравийных почв; цемент состоит из осад-

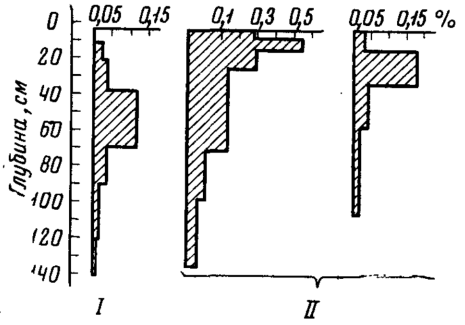


Рис. 45. Содержание железисто-марганцевых конкреций в лесных и луговых почвах, % от веса почвы (Зимовец, 1963)

I — бурая оподзоленная почва;
II — луговая темноцветная почва

ка окислов марганца в количестве до 1,5—4,7% Mn. Вообще же железисто-марганцевые аккумуляции такого типа широко известны в Скандинавии, северо-западной Европе, таежных районах СССР.

З. Я. Хруцкая (1965) исследовала процесс накопления гидроокислов железа в дренажных трубах, заложенных для осушения северных болотных почв. Оказалось, что заиление дренажных труб является педобиогеохимическим процессом, в котором важнейшая роль принадлежит железобактериям Leptothrix trichogenos и L. ochracea. Для того чтобы создать 1 *г* органического вещества, железобактерии переводят до 279 *г* закисного железа в 534 *г* гидроокиси железа.

Осаждение окислов железа, марганца, кремнезема, вторичных глинных минералов часто наблюдается и при вертикальном дренаже, что вызывает закупорку дрен и значительное уменьшение дебита насосных колодцев (Пакистан; Назир Ахмад, 1966).

Содержание алюминия в речных и озерных водах обычно составляет 0,02—0,03 *мг/л*. Лишь в щелочных водах (при pH=9—11) концентрация алюминия может достигать 0,5—0,7 *мг/л*, а в некоторых подземных водах — и нескольких миллиграммов в 1 *л* (Сапожников, 1968). Содержание Al_2O_3 в грунтовых водах и водных вытяжках из почв, по данным А. А. Роде (1937), колеблется в пределах 1—9 *мг/л*. Известны факты более высоких концентраций алюминия в водах подзолистых почв: 3—5 *мг/л*, а после их известкования даже 25—120 *мг/л* (Левин, Субботина, 1963).

В сильнокислой среде алюминий ведет себя как катион и, если присутствует серная кислота (при переменном Eh и окислении сульфидов), образуются алюминиевые квасцы, которые мигрируют в почвах и водах аккумулятивных ландшафтов, участвуя в формировании кислых приморских солончаков или болотных пестроцветных глин и почв.

В нейтральной среде, как полагают некоторые исследователи, в растворе образуется гидратированный комплексный анион, формирующий октаэдры с шестью молекулами воды и алюминием в центре.

В щелочной среде образуются достаточно растворимые алюминаты, в которых алюминий ведет себя как комплексный анион. Окислы алюминия в составе ультрапресных и пресных вод составляют 1—3% от суммы растворенных веществ, т. е. значительно меньше, чем окислы кремнезема и железа. Алюминий способен давать относительно растворимые комплексные соединения с простыми оксикислотами (муравьиная, уксусная, щавелевая, янтарная, винная и др.), а также с гумусовыми кислотами и особенно с фульвокислотами (Пономарева, 1940, 1949, 1951). С такими

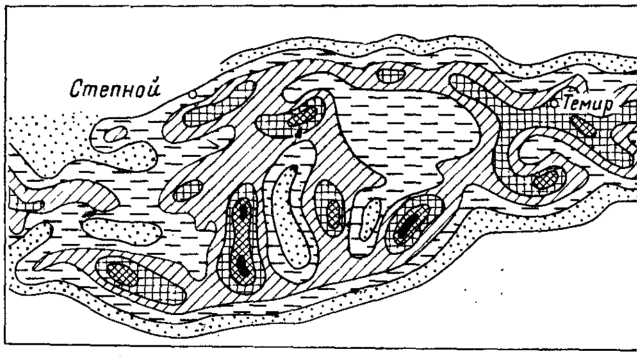


Рис. 46. Содержание алюминия в рудах Лисаковского месторождения, % (Варенцов, Формозова, 1962)

1 — более 4;
2 — от 3,5 до 4;
3 — от 3 до 3,5;
4 — от 2,5 до 3,0;
5 — от 2,0 до 2,5;
6 — от 1,5 до 2,0

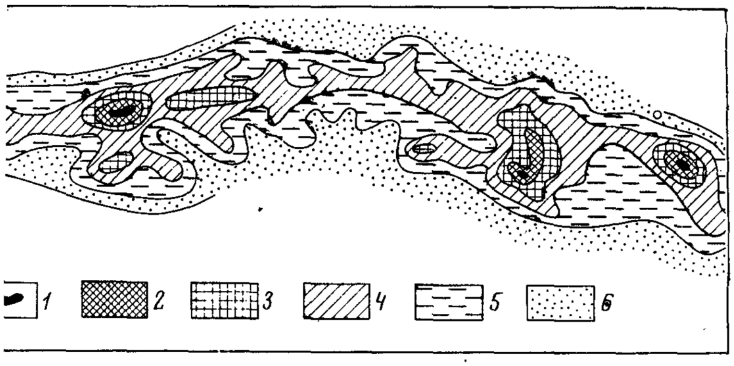
соединениями алюминий может относительно легко выноситься из почв элювиальных ландшафтов и накапливаться в почвах и осадках аккумулятивных ландшафтов. В экспериментальных условиях вынос алюминия иногда может быть более интенсивным, чем вынос кремнезема.

Бланк и соавторы еще в 1926 г. показали, что вторичные соединения алюминия (переходящие в кислотные вытяжки) накапливаются в почвах о-ва Шпицберген. Кроме того, на скалах острова в солевых выцветах ими были обнаружены алюминиевые квасцы. Отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ в продуктах выветривания достигало 1 : 2 и 1 : 2,25, что обычно считается типичным для аллитных и латеритных продуктов (по Глазовской, 1964). Накопление сернокислого алюминия в почвах и аккумулятивных корах выветривания Прибалтики отмечали Аарнио (Aarnia, 1938), Кивинен (Kivinen, 1935), Саболч (1962). По исследованиям Е. Н. Ивановой, О. А. Полынцевой (1936), Ю. А. Ливеровского (1939), в почвах Кольского полуострова нередко обнаруживается значительное количество алюминия (отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ составляет, по данным щелочных вытяжек, 1 : 19).

Весьма заметная аккумуляция соединений алюминия наблюдалась М. А. Глазовской (1964) в субарктических луговых почвах крайней северо-западной части Скандинавии. При валовом содержании Al_2O_3 в оливиновых диабазах 18,56% в продуктах выветривания и почвах его количество возрастало до 33%. На основании этого М. А. Глазовская выделила особую фульватно-железисто-алюминиевую почвенно-геохимическую провинцию, охватывающую субарктический север (Исландию, Скандинавию, Кольский полуостров и Карелию).

Примеры активной миграции и аккумуляции соединений алюминия обнаружены не только в субарктике, но и в почвах тайги. Так, еще в 1936 г. А. А. Роде показал, что глеево-подзолистые почвы Северо-Запада СССР явно обогащены алюминием. Ф. И. Левин, изучая налеты и корочки на поверхности комочков освоенных подзолистых почв Московской области, тоже обнаружил в них скопление окислов алюминия. То же наблюдала и Т. И. Евдокимова (1957) в беловатых налетах почв Карелии.

При осаждении алюминия в виде гидроокисей образуются трубки, потеки, скопления и конкреции гидраргиллита, гиббсита и бемита. В аллитных корах выветривания наблюдается поразительное геохимическое явление — замещение зерен исчезающего кварца гиббситом (Бушинский, 1958; Лисицина, 1966; Бобров, 1968). Такие формы скопления окислов алюминия встречаются в бокситах Гавайских островов.



Видимо, главным условием свободной миграции алюминия является отсутствие или низкие концентрации кремнезема и фосфат-аниона. В случае притока кремнезема окислы алюминия подвергаются каолинитизации, а затем иллитизации и монтмориллонитизации. Поэтому толщи элювиальных бокситов могут образоваться только в условиях устойчиво влажных тропиков в результате очень полной и глубокой десиликации горных пород ландшафта. При этом обособляются остаточные аллитные коры выветривания и создаются условия для растворения и химического переосаждения чистого глинозема.

Комплексные соединения алюминия с органическими кислотами, бикарбонаты алюминия, золи и высокодисперсные суспензии гидроокислов алюминия приносятся с почвенными и поверхностными водами на периферии склонов, в поймы и дельты рек, в эстуарии и лагуны морей, образуя залежи гидрогенного боксита или же маскируясь процессами ожелезнения и ресиликатизации. Пример образования таких залежей в виде дельтовых аккумуляций алюминия приведен на рис. 46.

Необходимо иметь в виду, что гидроокислы и окислы железа, алюминия, марганца легко захватывают и связывают кремний, никель, кобальт, медь, хром, ванадий, мышьяк.

Аккумуляция фосфатов

Соединения фосфора в почвах многочисленны и необычайно разнообразны; их геохимическая подвижность и агрохимическое значение сильно варьируют. Однако в этом разнообразии почвенных соединений фосфора Д. Л. Аскинази (1949) с большим основанием различал следующие главные группы:

а) фосфаты кальция типа гидроксил-фторапатита — малорастворимы в слабощелочной и нейтральной среде, но делаются подвижными по мере ее подкисления;

б) фосфаты полуторных окислов, преимущественно основного типа,— тем менее растворимы, чем больше в них отношение металлов к фосфору и чем ниже pH (3—3,5); при повышении pH эти соединения начинают переходить в раствор;

в) фосфаты щелочей, моно- и дикальциевые (магниевые) фосфаты — растворимы, геохимически подвижны, доступны растениям.

Особенности геохимической подвижности фосфатов разного типа хорошо иллюстрируются рис. 47. Надо иметь в виду, что фосфаты тяжелых металлов сравнительно легко подвергаются гидролизу, вследствие чего

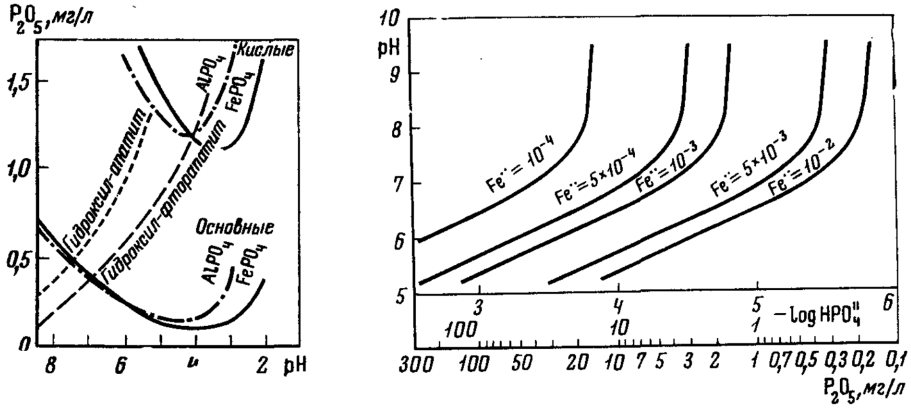


Рис. 47. Роль реакции среды в фосфатном равновесии в почве (Ратье, 1942, по Аскинази, 1949)

Рис. 48. Осаждение фосфатов железом в зависимости от pH и концентрации HPO_4^{-2} (Puustjarvi, 1952)

соединения фосфора могут перейти в раствор и подвергнуться той или иной форме миграции, а гидроокислы металлов могут остаться в осадке, т. е. в неподвижной форме.

При элювиальном выветривании и промывном режиме почвообразования соединения фосфора постепенно уносятся в геохимический поток совместно с другими соединениями. Часть соединений фосфора уходит в Мировой океан. Однако значительные массы фосфора удерживаются в биологическом круговороте, в почвах транзитных и аккумулятивных ландшафтов суши. По мере изучения глеевых и болотных почв депрессий, пойм, дельт появлялись многочисленные факты, свидетельствующие о миграции и совместной аккумуляции фосфатов железа с гидроокислами железа.

Образование фосфатов железа (вивианита) — сложная реакция (рис. 48). Для этого необходима относительно кислая или слабощелочная среда (т. е. приток электролитов). Так как гидроокислы железа и сидерит выпадают в осадок легко, то для образования вивианита необходимо, чтобы кислорода и угольной кислоты было бы недостаточно для полного осаждения ионов железа. Другим основным условием образования фосфата является обилие ионов HPO_4^{-2}. Такие условия наблюдаются в низинных болотах, поймах и в дельтах рек. Именно в таких условиях фосфаты железа накапливаются в почвах в настоящее время и накапливались в прошлом. Чаще всего эти новообразования фосфора представлены скоплениями водного фосфата железа — вивианита $3FeO \cdot P_2O_5 \cdot 8H_2O$. Они смешаны или перемежаются с торфом и с осадками окислов железа или мергеля (рис. 49). При доступе кислорода прозрачные или беловатые мелкие порошковидные кристаллики вивианита быстро синеют, превращаясь в керченит. Полное окисление железа приводит к разрушению керченита и превращению его в так называемый пицит — основной фосфат окиси железа — $4FePO_4 \cdot 2Fe(OH)_3 \cdot 7H_2O$. Кроме фосфатов железа, в этих же условиях образуются фосфаты алюминия, из которых чаще других встречается основной фосфат алюминия: $4AlPO_4 \cdot 2Al(OH)_3 \cdot 9H_2O$ — так называемый вавелит.

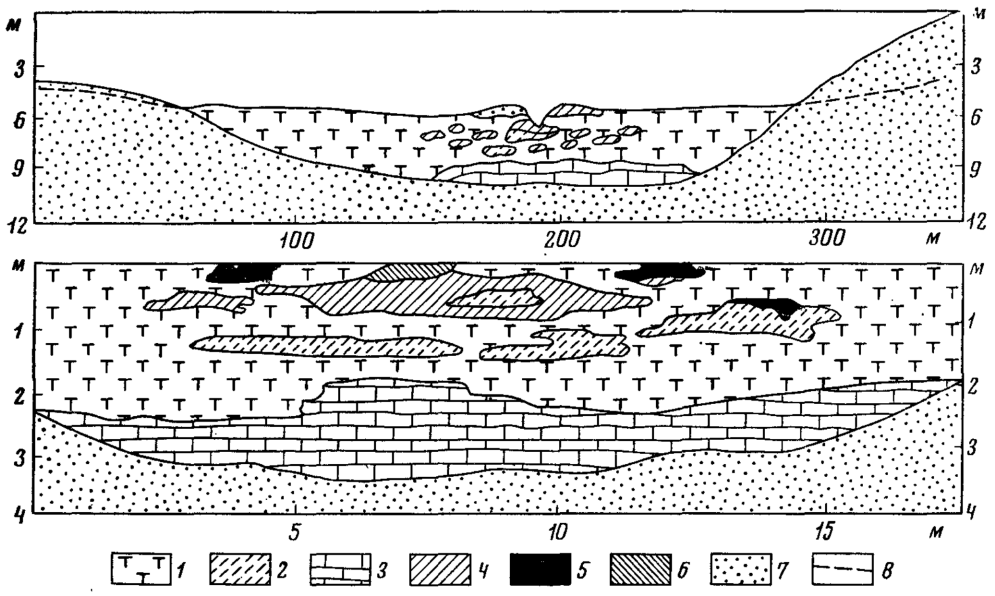


Рис. 49. Процессы аккумуляции соединений железа, фосфора, кальция в поймах холодных гумидных областей (Бушинский, 1952)

1 — торф;
2 — сидерит;
3 — болотная известь или мергель;
4 — вивианит;
5 — бурый железняк;
6 — пицит;
7 — песок и супесь;
8 — уровень грунтовых вод

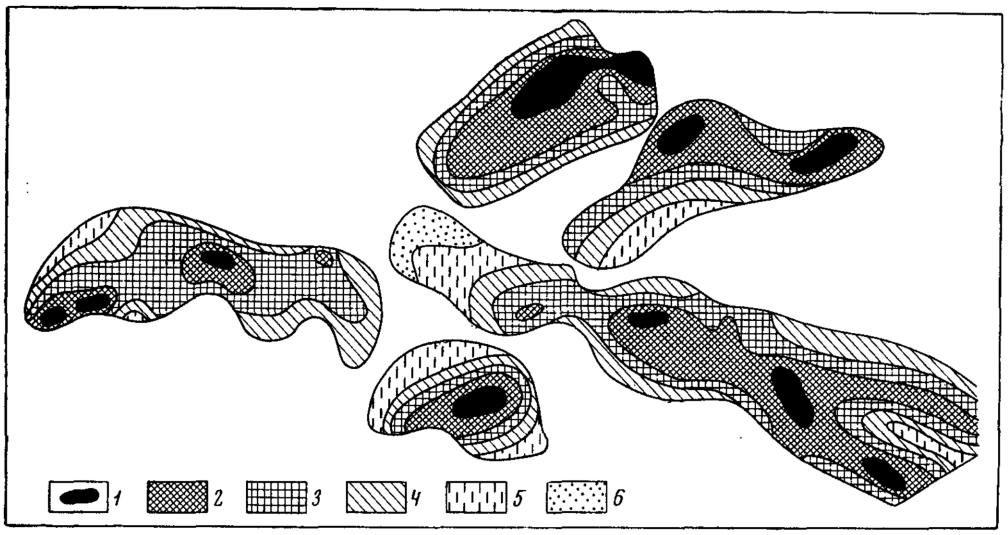


Рис. 50. Палеогеновые отложения фосфатов в районе Приаралья (Варенцов, Формозова, 1962)

Содержание фосфора, %:
1 — более 0,6;
2 — от 0,5 до 0,6;
3 — от 0,4 до 0,5;
4 — от 0,3 до 0,4;
5 — от 0,2 до 0,3;
6 — <0,2

Совместная миграция и аккумуляция железа, алюминия и фосфора в гидроморфных условиях в отдельные периоды геологического прошлого достигала огромных размеров. В древнедельтовых палеогеновых отложениях Приаралья описаны обширные месторождения соединений фосфора, железа, алюминия явно болотно-почвенного происхождения (рис. 50). Знаменитые керченские железные руды представляют один из многочисленных примеров миграции и аккумуляции этих компонентов, которые нередко считались малоактивными мигрантами.

Аккумуляция глинных минералов

Наряду с раздельной и совместной аккумуляцией соединений кремнезема и полуторных окислов широко распространены процессы аккумуляции и дифференциации продуктов их взаимодействия, т. е. вторичных глинных минералов, синтезирующихся в почвах.

Как ни малы взаимодействующие концентрации железа, марганца, алюминия, кремния в разбавленных грунтовых и поверхностных водах, при большой длительности и направленности процессов их роль в неосинтезе глин, их составе и степени аккумуляции является очень важным генетическим фактором образования почв. Синтез аллофаноидов при обычной температуре в лабораторных условиях был доказан многочисленными экспериментами ученых различных стран.

И. Д. Седлецкий (1937), пожалуй, был первым, кто экспериментально доказал возможность за 3—4 года синтезировать кристаллический монтмориллонит из аморфного алюмосиликатного геля при низких температурах. С тех пор многочисленные экспериментальные и полевые данные многократно доказали, что монтмориллонит постоянно образуется в почвенных условиях, особенно в аккумулятивных ландшафтах.

Образование глинных минералов в остаточной коре выветривания в элювиальных и иллювиальных горизонтах почв представляет собой одну из наиболее распространенных форм оглинения почв. Неясно, однако, всегда ли оглинение элювиально-иллювиального типа происходит путем нисходящих токов и взаимодействия растворенных соединений или имеют место также иллимеризация и лессиваж, т. е. перемещение и иллювиирование высокодисперсных глинных суспензий или гидрозолей. По-видимому, оба процесса существуют в природе. Однако наряду с элювиально-иллювиальным оглинением существует гидрогенное (гидроаккумулятивное) оглинение при испарении и транспирации движущегося потока грунтовых и поверхностных вод. Здесь могут быть два случая. Во-первых, прямой неосинтез глин в капиллярно-пленочной воде из соединений кремнезема и полуторных окислов в разных соотношениях. Во-вторых, ресиликация выпавших в осадок окислов алюминия или железа приносимыми растворами кремнезема. И в этом случае колебания в соотношениях кремнезема и полуторных окислов могут быть очень широкими в зависимости от климата и баланса веществ. По-видимому, во многих случаях оглинение песков и суглинков, образование глинистого хардпена, плотных слитых гидроморфных и палеогидроморфных почв связано со второй группой процессов.

Предпосылки для синтеза глинных минералов в автоморфном и гидроморфном почвообразовании всегда существуют, так как исходные компоненты — растворы кремнезема, соединения алюминия и железа в почвенно-грунтовых и наземных водах всегда имеются. Так, в лизиметрических водах дерново-подзолистых почв Подмосковья всегда имеется фос-

фор, 10—20 *мг/л* Mg, 50—70 *мг/л* Ca, 4—5 *мг/л* Si и 1—1,2 *мг/л* Al. При этом железо полностью, 50—75% алюминия и 30% кремния связаны с подвижным органическим веществом (Левин, Субботина, 1967). Движение вод по уклону местности, их транспирация и испарение, разрушение в них органических веществ неизбежно приводят к осаждению названных компонентов и к их накоплению в грунтах, донных отложениях озер и дельтовых протоков, в почвах.

Ф. И. Левин изучал состав коллоидного осадка, который появлялся при длительном стоянии лизиметрических вод. Потеря при прокаливании осадка составляла 43,7% (в том числе 12,4% углерода); минеральная часть — 56,3% (ее состав: Al_2O_3—48,20, P_2O_5—24,79, SiO_2—17,08, Fe_2O_3—1,31, MgO—0,97, SO_3—0,78, CaO—0,60, MnO—0,05). Очевидно, в данном случае был свежеосажденный алюмосиликатный коагель и фосфат алюминия.

Осадки гидроокислов алюминия, железа и марганца очень часто образуют буроватые и белесые налеты и корочки на поверхности почв. Очень интересны наблюдения за появлением опалесцирующего материала и осадков в растворах, выделенных из таежных почв Приамурья. Их анализ показал, что это кремнезем и полуторные окислы (Славный, 1969).

И. И. Гинзбург с сотрудниками (1968) обнаружил в лабораторных опытах по выветриванию измельченных минералов, что на поверхности зерен минералов образуется пленка чистого SiO_2 или чаще вторичного алюмосиликата состава $Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$, которая как бы защищает минерал от дальнейшего разрушения.

Таким образом, ареал вторичной аккумуляции соединений Al и Si весьма широк, но они «несовместимы» как мигранты: оба компонента, появляясь в растворах, весьма быстро и полно взаимодействуют с образованием вторичных минералов. Растворы или осадки соединений алюминия являются геохимическими ловушками для растворенных соединений кремнезема и, наоборот, осадки аморфного кремнезема сорбируют глинозем.

Эффект такого соосаждения и накопления глин особенно заметен в поймах, дельтах, в донных отложениях мелководий, в зоне капиллярной каймы гидроморфных почв. Конечно, этот процесс включает не только глинообразование, но и накопление различных других вторичных минералов.

Обычно свежий аллювий имеет упрощенный минералогический состав. С возрастом нижние горизонты аллювия поймы и надпойменных террас под воздействием капиллярного подъема влаги обогащаются вторичными минералами. Состав этих вторичных минералов зависит от химического состава грунтовых вод и типа баланса веществ (накопительный, транзитный и т. д.). Минерализованные грунтовые воды обогащают аллювий легкорастворимыми и малорастворимыми солями, минералами группы монтмориллонита или гидрослюд, кремнеземом, полуторными окислами. Опресненные воды обогащают аллювий соединениями кремнезема, глиноземом, глинными минералами. Испарение железистых восстановленных грунтовых вод вызовет накопление конкреций, прослоев, плит окислов железа и марганца, ортзандов, гидрогенного гумуса, фосфатов.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ МИГРАЦИЯ И ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Известно, что в почвах происходят регулярные сезонные перемещения почвенной влаги в вертикальном, нисходящем и восходящем направлениях. Продукты выветривания и почвообразования, поступающие в почвенно-грунтовые воды, в соответствии с их геохимической подвижностью, вовлекаются как в нисходящие, так и восходящие токи почвенных растворов, участвуя в формировании генетических горизонтов почв и коры выветривания.

Движение, перераспределение и локальное накопление почвенных соединений при этом приводят к резко выраженной дифференциации их в толще коры выветривания и почв. При господстве нисходящих токов наиболее подвижные продукты почвообразования (нитраты, хлориды, сульфаты) уносятся в наиболее глубокие горизонты. Гипс образует скопления выше горизонта хлоридов. Еще выше в профиле почв формируется горизонт углекислого кальция, часто в той или иной мере доломитизированного. В самых верхних элювиальных горизонтах при длительном господстве почвообразования с нисходящими токами происходит относительное накопление глин, окислов алюминия и железа, относительное накопление остаточного кварца. При этом полуторные окислы могут частично сместиться вниз и образовать иллювиальный горизонт.

Естественно, что профиль вертикальной дифференциации продуктов выветривания и почвообразования для различных типов коры выветривания и почв неодинаков. В древних почвах, развитых на мощных элювиальных корах выветривания, такие подвижные продукты, как хлористые, сернокислые и углекислые соли, а также бóльшая часть кремнезема алюмосиликатов вообще вымываются за пределы почвенных горизонтов и коры выветривания. В условиях степного ландшафта, при неполном сквозном промывании коры выветривания и почв, легкорастворимые соли удерживаются в глубоких горизонтах, располагаясь в последовательности, отвечающей их растворимости: карбонаты кальция, гипс задерживаются выше, а сернокислый натрий и хлористый натрий промываются глубже.

В условиях пустынного климата легкорастворимые продукты выветривания сохраняются в верхних горизонтах коры выветривания и почв.

Если почвообразование и выветривание происходят при господстве восходящих токов влаги, то это проявляется и в закономерностях, связанных с растворимостью и миграционной способностью соединений. Известно, что наиболее резко выражены восходящий ток и накопление подвижных продуктов почвообразования при близких грунтовых водах и жарком сухом климате. При глубине грунтовых вод 2—3 *м* восходящий ток капиллярной влаги расходуется на транспирацию и испарение. Обычно в грунтовых водах присутствуют в растворенной форме продукты выветривания и почвообразования, которые переносятся капиллярным током воды к поверхности. По мере расхода восходящей капиллярной влаги на испарение и транспирацию в профиле гидроморфных почв происходит выпадение в осадок растворенных продуктов.

Непосредственно в водоносном горизонте и над ним выпадают соединения железа, марганца и продукты взаимодействия глинозема с кремнеземом в виде вторичных глинных минералов. Выше по профилю осаждается углекислый кальций, а затем гипс, растворимость которого более

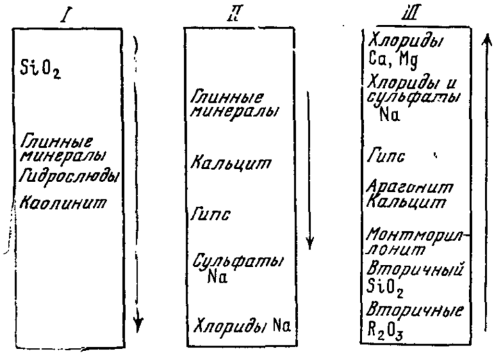


Рис. 51. Схемы вертикального распределения продуктов почвообразования при различных типах водного режима

I — промывной режим;
II — периодически (слабо) промывной режим;
III — гидроморфный испарительный режим

высокая. На большую высоту по профилю поднимаются сернокислые и хлористые соли, отличающиеся наиболее высокой растворимостью. Самой поверхности почв достигают хлориды натрия, кальция и магния (рис. 51). Если грунтовые воды залегают неглубоко (1—1,5 *м*), то все растворенные в них компоненты достигают поверхности почвы и образуют известково-железистую, гипсовую либо соляную кору.

Химизм и дифференциация продуктов осаждения в почвенном профиле, естественно, зависят от химического состава почвенно-грунтовых вод. В условиях влажного климата, когда почвенно-грунтовые воды содержат главным образом органические вещества и подвижные соединения полуторных окислов и кремнезема, происходит аккумуляция этих продуктов. При жестких известковых водах в почве наблюдается преимущественно накопление углекислого кальция, при минерализованных водах — накопление легкорастворимых солей.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ ДЕЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫМИ ВОДАМИ

Непрерывные тектонические движения земной коры, особенно поднятия гор и предгорий, сопровождаются непрерывным перераспределением продуктов выветривания и почвообразования делювиальными и пролювиальными водами в направлении стока к равнинам и низменностям. В плювиальные периоды, в послеледниковые и межледниковые эпохи водный сток был особенно интенсивным.

Вследствие поверхностного стока происходит постоянный смыв мелкоземистых продуктов первичного почвообразовательного процесса и остатков литофильных организмов с поверхности скал. На склонах, даже покрытых древесной растительностью, имеет место слабый, но постоянный снос верхней части гумусового горизонта, растительных и животных остатков. Движущиеся делювиально-пролювиальные потоки воды уносят в направлении стока наиболее подвижные продукты из коры выветривания и почвенных горизонтов в форме суспензий истинных и коллоидных растворов. Этим стоком осуществляется постоянная общая денудация поверхности суши. Механическая денудация в среднем составляет около 0,05—0,5 *мм*, химическая — около 10 *мк* в год. Таким образом, в среднем химическая денудация для 1 $км^2$ суши составляет около 26—27 *т/год*, а механическая — достигает 30 и даже 2500 *т/год*. Эти величи-

ны невелики на первый взгляд, но в абсолютных цифрах и за несколько тысячелетий почвообразования процессы денудации приводят к значительным почвенно-геохимическим изменениям. Г. А. Максимович (1953) приводит следующие величины химической денудации суши:

Зона	*т/км²*	*мк/год*	Зона	*т/км²*	*мк/год*
Тундра	10	4	Тропики, субтропики	29	12
Лесная и лесостепная	32	13	Горы	25	10
Степная	40	16			
Пустыни	27	11	Среднее	27	12

Медленно текущие дождевые и снеговые воды транспортируют более высокодисперсный материал, формируя на склонах толщи делювия. Временные горные потоки, сток которых иногда бывает крайне велик, транспортируют песок, гравий, гальку, валуны и грубообломочный материал. Уменьшение скорости потока делювиальных и пролювиальных вод приводит к осаждению взвешенного в них материала и формированию пролювия, образующего так называемые конусы выносов и сухие дельты. При этом происходит сортировка и дифференциация выносимых механических и химических продуктов. В результате испарения делювиальных и пролювиальных вод из них выпадают в осадок растворенные кремнезем, окислы алюминия, железа и марганца, углекислый кальций, гипс, легкорастворимые соли.

Иногда делювиальные и пролювиальные воды уходят на многие десятки километров от гор в сторону предгорных равнин и низменностей, разливаясь тончайшей пленкой теплых мутных вод, из которых после их высыхания и испарения на поверхность почвы оседают глины и коллоидные вещества, легкорастворимые соли. Такая картина формирования делювиально-пролювиальных равнин и отложений характерна, например, для Прикопетдагской равнины в Южной Туркмении и в пустынях Америки и Ирана. Здесь на обширных пространствах формируются своеобразные такырные почвы, генезис которых тесно связан с современным накоплением коллоидного глинистого вещества из делювиально-пролювиальных вод, приходящих со стороны гор.

На периферии делювиальных равнин в засушливых условиях формируются области соленакопления в результате так называемого делювиального засоления. Примеры этого широко известны. На предгорных равнинах Средней Азии и Закавказья можно наблюдать обширные пространства сухих солончаков, образованные по периферии конусов выносов и сухих дельт, где происходит испарение доходящих сюда пролювиальных вод. Таковы засоленные почвы по периферии сухой дельты р. Исфара и р. Сох в Фергане, а также сухой дельты р. Геокчай в Азербайджане. На пологих делювиальных склонах в степях Сыртового Заволжья этим путем образуются тяжелые глинистые солонцеватые почвы. Известны также мощные гумусовые почвы, намытые делювиальными водами на концевых частях склонов в черноземных областях. Часть делювиальных и пролювиальных вод вместе с растворами солей просачивается в грунтовые воды. Значительная доля делювиальных и пролювиальных вод уходит в реки и уносит в них наиболее дисперсные взвеси и химические растворы.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ ПОЧВЕННО-ГРУНТОВЫМИ ВОДАМИ

Циркулирующие в почвах, коре выветривания и горных породах грунтовые воды перемещают и перераспределяют подвижные продукты выветривания и почвообразования в горизонтальном направлении. В наибольшей степени с почвенно-грунтовыми водами мигрируют легкорастворимые соли, растворимые металлоорганические комплексные соединения, растворимое органическое вещество. Но с почвенно-грунтовыми водами могут также мигрировать и наиболее высокодисперсные суспензии, а также гидрозоли таких соединений, как кремнезем, полуторные окислы, гумус и органо-минеральные соединения. Дальность переноса коллоидных соединений и особенно суспензий значительно меньшая, чем истинных растворов. Чем меньше степень дисперсности суспензий и коллоидных растворов, тем, естественно, раньше они задерживаются горизонтами почвы и коры выветривания путем так называемого механического поглощения.

В транспортирующей и аккумулятивной деятельности почвенно-грунтовых вод различаются две формы.

Внутрипочвенный временный боковой сток

Боковой сток возникает в сильно переувлажненных почвах в случаях малой водопроницаемости нижележащих горизонтов и значительного притока гравитационной влаги сверху. Такие условия, например, создаются в подзолистых почвах на склонах и наклонных равнинах весной в периоды снеготаяния и дождей. Низкая водопроницаемость иллювиального горизонта В не обеспечивает необходимой скорости нисходящего движения гравитационной воды, накопляющейся в верхних элювиальных горизонтах почвы. В результате возникает висячий горизонт верховодки и слабо выраженный местный внутрипочвенный боковой отток по уклону местности, который может достигать значительных величин. По данным И. С. Васильева (1950), боковой сток в горизонте А подзолистых почв составляет 66—84 *см/сутки*, в горизонте В — 39—68 *см/сутки*, а максимальный расход почвенно-грунтовых вод — 202 *см/сутки*.

Внутрипочвенный сток может возникать в почвах, имеющих замерзшие водонепроницаемые горизонты, в тот период, когда поверхность оттаивает и пересыщается влагой. В солодях, солонцовых и такырных почвах, имеющих малопроницаемые иллювиальные горизонты, при сезонном переувлажнении возникает местное перераспределение временной почвенно-грунтовой гравитационной воды по уклонам местности. Временная верховодка и перераспределение с ней подвижных продуктов почвообразования и удобрений наблюдаются также при орошении почв низкой проницаемости.

Сильно выражен боковой внутрипочвенный сток в субтропических и тропических странах в периоды обильных сезонных дождей. В это время толщи почвенных горизонтов и коры выветривания не успевают отводить в нисходящем направлении всю ту массу воды, которая в них поступает с сезонными дождями. Образуется ясно выраженный боковой поток временных грунтовых вод. В нижних частях склонов сезонные почвенно-грунтовые воды выклиниваются в виде родников и мочажин. Здесь наблюдается интенсивная аккумуляция соединений железа и марганца.

Почвенные разрезы, заложенные в этот период на склонах, быстро заполняются почвенно-грунтовой водой. Спустя 1,5—2 месяца после завершения дождевого сезона циркулирующие с боковым стоком грунтовые воды в субтропических и тропических почвах исчезают вследствие оттока, транспирации и испарения.

Как ни мала скорость движения почвенно-грунтовых вод в форме бокового стока и как ни низка их концентрация, они в ходе длительного почвообразования выносят, перераспределяют и накапливают значительные количества растворенных соединений.

Процессу выноса противостоит биологический круговорот зольных веществ. Растительность поглощает ценные биофильные элементы и задерживает их в системе почва — растение. Однако даже под пологом леса с внутрипочвенным стоком ежегодно с каждого гектара уносятся заметные количества кальция, калия, азота, алюминия, кремния (табл. 37).

Таблица 37

Соотношение между поступлением элементов с опадом и выносом их внутрипочвенным стоком

(Ремезов, 1958)

Растительность	Si	Al	Ca	K	P	N
Дубняк						
Поступает с опадом, *кг/га*	29,00	5,5	83,9	35,6	7,4	42,4
Выносится со стоком, *кг/га*	0,02	0,53	4,01	0,709	Сл.	0,75
Выносится, % от поступления	0,07	9,6	4,78	1,96	—	1,78
Осинник						
Поступает с опадом, *кг/га*	21,00	6,0	85,3	42,7	9,9	31,7
Выносится со стоком, *кг/га*	0,008	0,40	1,59	0,45	Сл.	0,64
Выносится, % от поступления	0,04	6,67	1,86	1,05	—	2,02

При боковом стоке почвенных вод в почвах на склонах образуются конкреционные и плитовидные горизонты углекислого кальция и окремневшие цементированные прослои. Этим же объясняется формирование так называемых кирас — аккумуляций железа и марганца в нижних частях склонов в субтропических и тропических районах, а также образование на склонах и депрессиях макро- и мезорельефа ортштейновых горизонтов в зоне подзолистых почв.

Постоянный сток грунтовых вод

В переносе подвижных продуктов выветривания и почвообразования весьма большая роль принадлежит постоянным грунтовым водам. Обычно грунтовые воды образуют медленный поток в направлении общего уклона местности. Во многих районах и на значительных территориях почвы Советского Союза имеют грунтовые воды на глубине 0,5—3 *м*. В этих случаях почвенно-грунтовые воды непосредственно участвуют в почвообразовательном процессе. Поверхность грунтовых вод в смягченной и сглаженной форме повторяет рельеф местности. При этом верхний

горизонт их под влиянием питания, напора и разности в высотах (т. е. уклона) находится в непрерывном движении.

Поток грунтовых вод может быть направлен в понижения, долины рек, в овраги и озера. От гор поток направлен к предгорным равнинам и низменностям, где он может выклиниваться в виде болот и родников, так называемых карасу, мелких ручьев, рек. В долине реки параллельно ее течению, в толщах аллювиальных террас существует свой поток грунтовых вод, направленный по уклону от верхнего и среднего течения реки к ее устью, дельте. В бессточных низменностях полупустынь и пустынь грунтовые воды приближаются к поверхности и испаряются, оставляя в грунтах и почвах растворенные соединения.

Временные горизонты грунтовых вод возникают на оросительных системах вдоль каналов и на поливных полях. Медленный поток их обычно движется в сторону от трассы каналов к периферии полей и всего орошаемого оазиса.

Таблица 38

Педохимическая классификация почвенно-грунтовых вод

Название вод	Концентрация, *г/л*	Преобладающие типичные компоненты
Ультрапресные фульватно-железистые	0,01—0,3	Фульвокислоты, Fe^{+2}, Mn^{+2}, Al^{+3}
Ультрапресные кремнеземистые силикатные	0,3—0,5	Подвижный кремнезем, бикарбонаты Ca, Mg
Щелочные (содовые)	0,5—3	Бикарбонаты и карбонаты Na, подвижный SiO_2
Опресненные гипсовые нейтральные	0,5—3	Гипс и бикарбонат кальция
Слабоминерализованные щелочные	3—7	Бикарбонаты и сульфаты Na (иногда хлориды)
Минерализованные сульфатные	5—15	Сульфаты Na, Mg и Ca, примесь хлоридов
Сильноминерализованные хлоридные	20—50	Хлориды Na, хлориды и сульфаты Mg
Рассолы	70—200	Хлориды Mg и Ca
Крепкие рассолы	300—600	Сульфаты Mg и хлориды

Скорость движения грунтовых вод крайне невелика. Лишь в песках и галечниках она может достигать 2—5 *м/сутки*. В суглинках обычно скорость движения грунтовых вод не более 1 *м/сутки*, а в глинах — порядка 1 *м/год*, т. е. грунтовые воды здесь практически неподвижны.

Грунтовые воды территории Советского Союза весьма разнообразны по глубине залегания и сезонным колебаниям уровня (режим грунтовых вод), по химическому составу и значению в почвообразовании (табл. 38). Выделяют следующие типы грунтовых вод:

1. Грунтовые воды зоны вечной мерзлоты — очень пресные, содержат лишь 0,02—0,01 *г/л* минеральных веществ. Обычно они имеют кислую реакцию и большое количество органических веществ.

2. Грунтовые воды зоны тундр — залегают близко к поверхности (0—0,5 *м*), содержат также ничтожное количество минеральных веществ (0,02—0,03 *г/л*), вместе с тем они имеют много подвижных органических веществ в форме коллоидных растворов.

3. Грунтовые воды лесных областей Севера, как правило, расположены довольно близко к поверхности, от 1—2 до 4—6 *м* (лишь иногда их глубина достигает 8—10 *м*). Минерализация грунтовых вод здесь невелика — 0,2—0,3 *г/л*. В составе растворенных соединений большая доля принадлежит органическому веществу, кремнезему, закисному железу. Высокие по уровню, обильные по запасу и пресные по химическому составу грунтовые воды северных лесных областей вместе с делювиальными водами питают многие крупные реки Европейской и Азиатской частей Советского Союза, принося в них значительные количества органических и минеральных веществ.

4. Грунтовые воды центральных областей Европейской части Советского Союза. Здесь довольно интенсивная овражная сеть, поэтому и уровень грунтовых вод нередко опущен до 10—20 *м*. Минерализация их достигает 0,5 *г/л*. По составу они бикарбонатно-кальциевые, иногда магниево-натриевые, в составе растворенных соединений органические вещества не представлены. Эти воды выносят в реки значительное количество легкорастворимых солей и особенно бикарбонатов и сульфатов кальция.

5. Грунтовые воды черноземных степей Европейской части Союза. Данная территория расчленена оврагами глубиной до 25—30 *м*, соответственно и грунтовые воды водоразделов здесь залегают на глубине 30—60 *м*. Минерализация грунтовых вод обычно находится в пределах от 0,75 до 3 *г/л*. Иногда они мало пригодны для питья, так как содержат сернокислые и углекислые соли натрия. Дебит их невелик, поэтому роль в питании рек сравнительно мала. Однако испарение грунтовых вод с поверхности в долинах рек и депрессиях вызывает засоление и осолонцевание террасовых почв.

6. Грунтовые воды низменностей Причерноморья, Прикаспия, Приаралья лежат на глубинах порядка 1—10 *м*, минерализация их в среднем 5—20 *г/л*, иногда 30—50 *г/л*. Эти воды мало участвуют в питании рек, однако их испарение вызывает резко выраженное засоление почв, как это наблюдается в Прикаспийской низменности или вдоль Маныча.

7. Грунтовые воды закавказских и среднеазиатских полупустынь и пустынь лежат на разных глубинах — от 1 до 10—20 *м*. Их минерализация обычно порядка 20—30 *г/л*, иногда 100—200 *г/л* при высокой концентрации сернокислых и хлористых солей. В полупустынях и пустынях встречаются местные линзы пресных грунтовых вод, обычно в понижениях мезорельефа, где накапливаются снег, дождевые или делювиальные воды. Хотя запасы этих вод невелики, они играют важную роль в водоснабжении населения. Чем ближе уровень грунтовых вод к поверхности, тем в большей степени они участвуют в современном почвообразовательном процессе, вызывая явления оглеения, заболачивания, засоления. Пресные грунтовые воды повышают плодородие почв и снижают опасность засух, снабжая растительность влагой, кислые застойные грунтовые воды понижают плодородие почв. Соленые и щелочные грунтовые воды вызывают засоление почв и их бесплодие.

Как ни медленно движение почвенно-грунтовых вод, все же они являются могущественным фактором местного и общего перераспределения продуктов выветривания и почвообразования. Чем выше дренированность местности и чем сильнее выражена циркуляция почвенно-грунтовых вод, тем интенсивнее вынос легкорастворимых продуктов с этими водами в реки, озера и моря.

В лесных областях Советского Союза от 20 до 40%, а иногда и 70% атмосферных осадков уходит на питание грунтовых вод, а в дальнейшем

на питание рек. Соответственно в наибольшей степени почвенно-грунтовые воды выносят легкорастворимые подвижные продукты выветривания и почвообразования из почв лесных гумидных областей. Там, где естественная дренированность местности выражена слабо и где циркуляция грунтовых вод замедлена, грунтовые воды расходуются не на сток, а на транспирацию и испарение. В таких местах происходит осаждение из почвенно-грунтовых вод растворенных в них соединений как в виде легкорастворимых и малорастворимых солей, так и в форме осадков кремнезема, гидроокисей железа и марганца, а также вторичных алюмосиликатов, являющихся продуктами взаимодействия кремнезема и гидроокисей алюминия.

Именно с движением, интенсивным питанием и оттоком почвенных и грунтовых вод связана бедность кислых бурых, подзолистых, аллитных почв лесных влажных областей. В то же время именно в результате притока и воздействия грунтовых вод образуются темные луговые и дерновые почвы и накапливаются в почвах соединения железа и марганца в виде ортштейновых горизонтов, формируются известковые и гипсовые конкреции и стяжения, а также цементированные окремневшие горизонты. Образование древних и современных солончаков в полупустынях и пустынях мира тоже связано с солями, которые приносились и приносятся грунтовыми водами.

По мере удаления грунтовых вод от источников питания постепенно возрастает их минерализация. При движении по общему уклону местности грунтовые воды растворяют все новые порции солей, имеющихся в водовмещающих горизонтах, и все более расходуются на испарение, транспирацию, гидратацию. По мере возрастания концентрации растворенных веществ и насыщения ими раствора дальнейшее движение грунтовых вод сопровождается химической садкой, выпадением в грунт и почву менее растворимых соединений и увеличением в воде содержания более растворимых компонентов. Происходит дифференциация компонентов между твердой и жидкой фазами почв. Это явление иллюстрируется рис. 52.

Грунтовой поток, расходуясь на испарение и транспирацию, со временем создает резко выраженную пространственную дифференциацию соединений. Образуются последовательные геохимические пояса аккумуляции в пространстве продуктов выветривания и почвообразования, отвечающие времени и месту насыщения раствора данным компонентом (рис. 53).

Окислы тяжелых металлов и кремния, а также продукты их взаимодействия имеют тенденцию переходить в осадок из растворов вблизи места их образования. Аккумуляция вторичных продуктов выветривания в форме окислов и глинных минералов поэтому происходит повсеместно, так как природные воды практически повсюду насыщены ими. Несколько выше, особенно в кислой восстановленной среде, миграционная способность соединений двухвалентного железа и марганца. Однако соединения железа и марганца при доступе кислорода выпадают в окисленной форме в осадок в толщах делювия, пролювия и аллювия прежде многих других соединений.

Легко происходит аккумуляция продуктов химического и коллоидно-химического взаимодействия и коагуляции отрицательно заряженных солей кремнезема и положительно заряженных гидроокисей алюминия, железа, марганца с образованием вторичных глинных минералов, вначале аморфных, затем криптокристаллических.

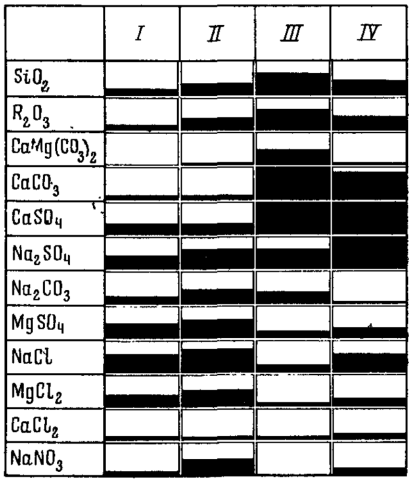


Рис. 52. Схема дифференциации компонентов при испарении и концентрировании почвенно-грунтовых вод (Ковда, 1946)

I — грунтовые воды;
II — почвенные растворы;
III — грунты;
IV — почвы, солевые коры

Более высокая миграционная способность бикарбонатов кальция и магния приводит к тому, что выпадение их из растворов происходит позже и за пределами зоны осаждения полуторных окислов и вторичных глин. Область выпадения доломита вследствие более низкой его растворимости вписана в зону аккумуляции углекислого кальция или выше ее.

Растворимость и миграционная способность гипса и других сернокислых хлористых и азотнокислых солей высокие. Насыщение растворов ими наступает гораздо позже и осаждение происходит на весьма далеком

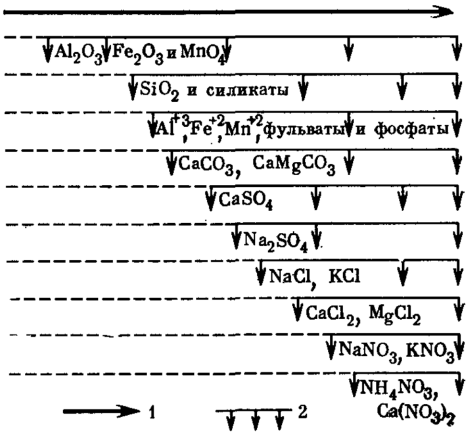


Рис. 53. Схема водной испарительной дифференциации продуктов выветривания и почвообразования

1 — направление стока и возрастающего испарения;
2 — насыщение раствора и садка компонентов

расстоянии от мест образования. Особенно выделяются такие высокорастворимые соединения, как хлориды и нитраты щелочей и щелочных земель. Они могут мигрировать и уходить в моря и океан или в наиболее глубокие бессточные части внутриматериковых впадин, где и аккумулируются в аллювиальных, озерных и дельтовых отложениях.

Надо отметить, что концентрирование грунтовых вод сопровождается не только накоплением в них хлоридов и сульфатов. В рассолах накапли-

Таблица 39

Микрокомпоненты рассолов (по 50 характерным пробам с минерализацией от 36 до 600 г/л)
(Пиннекер, 1966)

Элемент	Встречаемость, %	Содержание, г/л			Региональный кларк гидросферы, г/кг
		от	до	среднее	
Стронций	100	$4 \cdot 10^{-4}$	8,0	$7{,}5 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Бор	98	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-1}$	$3{,}6 \cdot 10^{-2}$	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$
Фтор	60	$8 \cdot 10^{-5}$	$2{,}2 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Кремний	100	$3 \cdot 10^{-4}$	3,0	$1{,}4 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-4}$
Рубидий	60	$7 \cdot 10^{-4}$	$1{,}5 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Литий	94	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-1}$	$2{,}4 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Йод	70	$1 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Цинк	12	$2 \cdot 10^{-4}$	$2{,}8 \cdot 10^{-2}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Барий	34	$5 \cdot 10^{-4}$	$1{,}6 \cdot 10^{-1}$	$2{,}4 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Железо	100	$8 \cdot 10^{-5}$	2,8	$2{,}2 \cdot 10^{-1}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Медь	28	$6 \cdot 10^{-4}$	$2{,}9 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Алюминий	100	$6 \cdot 10^{-4}$	3,0	$2{,}5 \cdot 10^{-1}$	$9 \cdot 10^{-6}$
Свинец	22	$6 \cdot 10^{-4}$	$8{,}4 \cdot 10^{-2}$	$2{,}3 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-6}$
Марганец	64	$2 \cdot 10^{-4}$	2,0	$3 \cdot 10^{-1}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Хром	32	$1 \cdot 10^{-4}$	$4{,}5 \cdot 10^{-3}$	$1{,}6 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-6}$
Никель	2	—	—	$1 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-6}$
Цезий	4	$5 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-6}$
Уран	90	$2 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$
Титан	94	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-7}$
Ванадий	2	—	—	$5 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-7}$
Торий	56	$3 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-7}$
Лантан	2	—	—	$1{,}6 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-7}$
Серебро	12	$1 \cdot 10^{-4}$	$6{,}5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-8}$
Радий	74	$2 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-13}$

ваются (в сравнении с региональными кларками) и весьма редкие в геохимии почв компоненты: литий, рубидий, йод, барий, хром, торий, радий. Особенно поразительно в рассолах накопление таких малоподвижных компонентов, как кремний, алюминий, железо, марганец, концентрации которых иногда достигают — 2—3 г/л (табл. 39).

Пространственное горизонтальное перераспределение и аккумуляция продуктов выветривания и почвообразования с грунтовыми водами приводят к формированию резко выраженных по химическому составу аккумулятивных типов коры выветривания и почвенно-геохимических провинций, зон, областей. Так как перераспределение и аккумуляция продуктов выветривания и почвообразования происходят весьма длительное время и осложняются тектоническими и другими геологическими и биологическими процессами, то, естественно, в природе не образуются химически чистые продукты геохимической дифференциации, а наблюдаются постепенные переходы и смешение в пограничных полосах соединений разной подвижности.

ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ РЕЧНЫМИ ВОДАМИ

Характер почвообразовательного процесса, судьба продуктов выветривания и элементов, вовлеченных в биологический круговорот, в значительной степени зависят от водного режима суши и особенно от поверхностного и речного стока. Выпадающие на поверхность суши атмосферные осадки расходуются на испарение, сток и фильтрацию через почвенные горизонты в грунтовые воды. Чем больше величина испарения, тем, естественно, меньше величина наземного и подземного стока. Из рис. 54 видно, как велики колебания модуля стока в разных частях Европейской территории СССР. В то же время величина речного стока имеет явный зонально-широтный характер. Речной сток (*л/сек/км*^{2}) в различных природных областях СССР, по данным Б. Д. Зайкова и Б. В. Полякова (см. Соколовский, 1952), составляет: горные районы влажных субтропиков Кавказа — 75—100, лесные области севера СССР — 8—12, черноземно-степные области — 2—5, сухая степь — 0,5—1, полупустыни — около 0,5, пустыни — 0(?).

Естественно, что наибольший механический снос почвенных частиц и наибольший гидрохимический вынос растворенных продуктов почвообразования и выветривания наблюдаются там, где происходит питание рек. Исходя из приведенных величин модуля речного стока, очевидно, что наибольший вынос подвижных продуктов выветривания и почвообразования имеет место в районах влажных субтропиков Кавказа, а также в лесных областях севера СССР.

Весьма важны данные о коэффициенте подземного стока, так как от его величины зависит степень выноса растворенных продуктов выветривания и почвообразования в грунтовые воды, а затем и в речные воды из районов денудации и формирования элювия (рис. 55). Наибольших величин коэффициент подземного стока достигает в тайге и тундре, где около 60% выпадающих атмосферных осадков уходит в речную сеть через почву. В лиственных лесах он составляет 30—50%, в черноземной степи — всего лишь 10—30%, а в сухой степи и полупустыне — менее 10% (Троицкий, 1948).

Накопление механических и химических осадков, транспортируемых водой, естественно, тем интенсивнее, чем меньше скорость стока и чем выше испарение. В среднем на суше земного шара $^4/_5$ количества атмосферных осадков идет на испарение и транспирацию и лишь $^1/_5$, т. е. около 20%, расходуется на питание грунтовых вод и рек.

В годовом режиме различных рек от 10 до 50% их стока обеспечивается подземным питанием, а от 50 до 90% — поверхностным стоком. Подземное питание рек путем инфильтрации атмосферных осадков через толщу почвы и грунтов усиливается во влажные годы, особенно в лесных областях, где подземный сток может достигать 70—80% общего стока (рис. 56). При облесенности 25—33% подземный сток составляет лишь около 50%. При малой облесенности, порядка 10% и менее, 75—85% приходится на долю поверхностного стока. Поэтому уничтожение лесов вызывает бурные паводки рек и сильную эрозию почв. При возрастании облесенности снижается поверхностный сток в реки, уменьшается эрозия и снос продуктов почвообразования в форме суспензий, коллоидов и растворов. Однако при этом усиливается подземное питание рек и возрастает химический вынос растворимых продуктов почвообразования фильтрующимися водами.

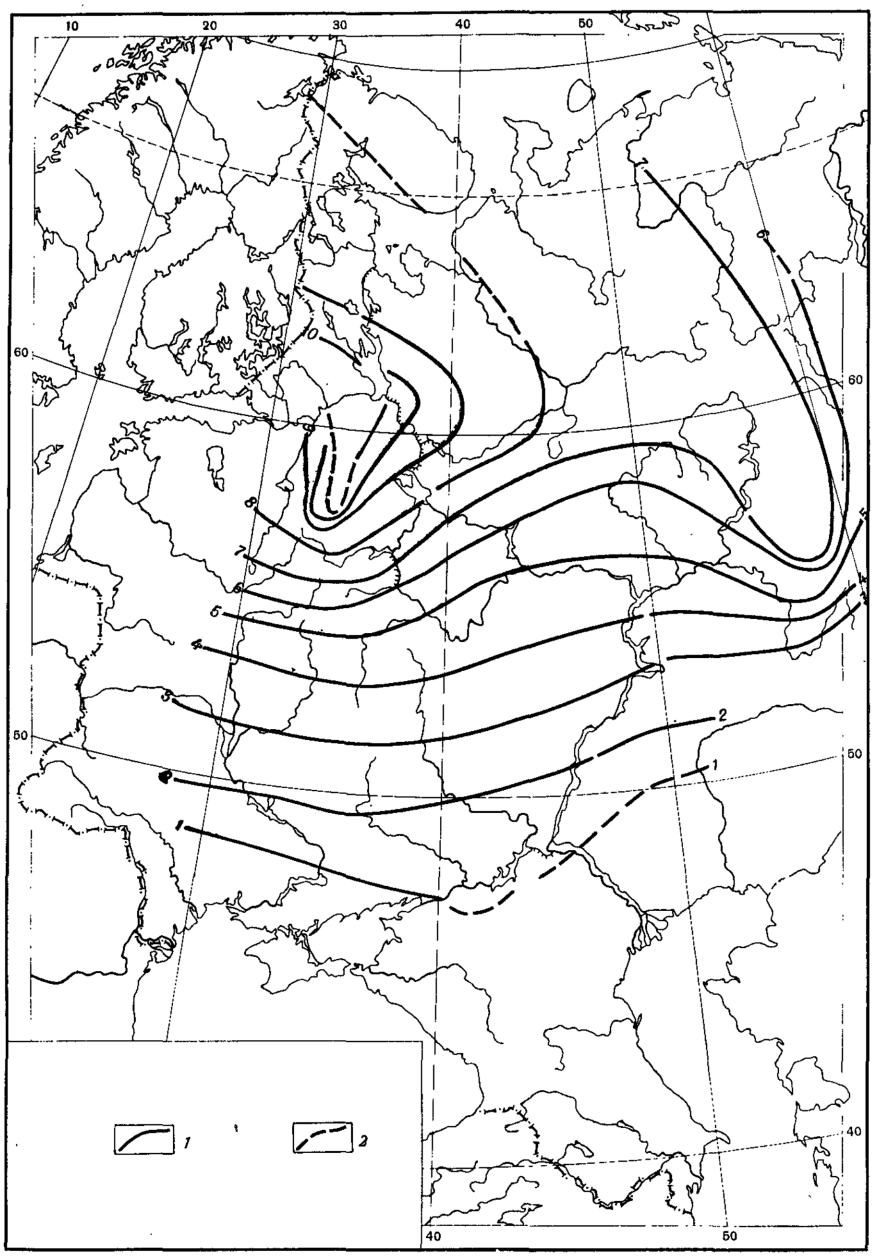


Рис. 54. Карта модулей речного стока Европейской части (*л/сек/км²*)

1 — изолинии модулей речного стока;
2 — то же, предположительно

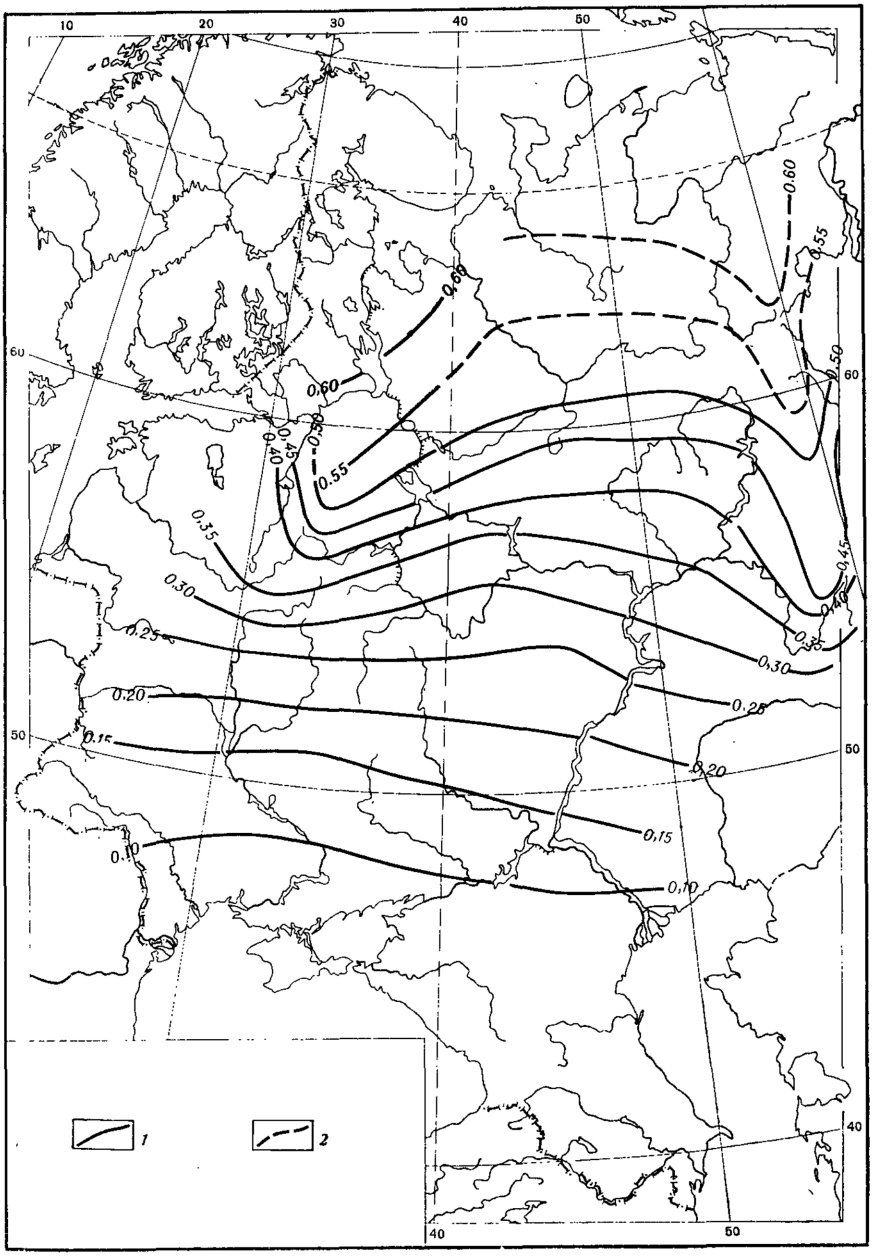


Рис. 55. Карта коэффициентов подземного стока при осадках, равных 1 (Троицкий, 1948)

1 — изолинии коэффициентов подземного стока;
2 — то же, предположительно

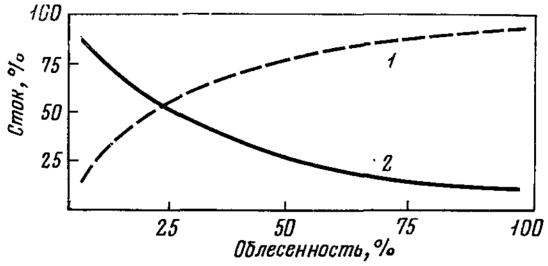


Рис. 56. Соотношение подземного и поверхностного стока в зависимости от облесенности

1 — подземный,
2 — поверхностный

В деятельности рек по перераспределению продуктов выветривания и почвообразования необходимо различать значение твердого и химического стока.

Твердый сток рек

Реки земного шара сносят с 1 $км^2$ от 30 до 2500 *т* твердого вещества ежегодно. Механическая денудация суши, как уже отмечалось, составляет в среднем 0,05—0,5 *мм/год*. Поверхностный сток непрерывно обновляет верхние горизонты почвенного покрова, смывая его в одних случаях и намывая в форме делювия, пролювия и аллювия в других случаях. Реки мира приносят в моря и океан ежегодно около 16 млрд. *т* твердого вещества. Если представить себе этот материал в форме призмы, то при основании призмы 1 $км^2$ и объемном весе 1,6 высота этой призмы составит 10 *км*.

Надо иметь в виду, что наибольшее количество материала реки транспортируют волочением и перекатыванием по дну. Это главным образом грубообломочный материал. Соотношение разных форм переноса материала реками показано на рис. 57, 58.

В механических суспензиях и тонких коллоидных взвесях, транспортируемых реками, присутствуют обломки первичных минералов, тончайшие пленки и хлопья аморфных и скрытокристаллических форм кремнезема, полуторных окислов, глиноподобных минералов, углекислого кальция.

Реки перераспределяют громадные количества органического вещества в форме органо-минеральных соединений, коллоидных псевдорастворов и механических примесей. Так, по данным Г. В. Лопатина (1952), количество гумуса в массе взвешенного вещества в реках Советского Союза составляет: для Камы 21%, для Днепра — 10—35%, для Риони около 2%. В реках Полесья 93—96% растворенных органических веществ приходится на долю фульвокислот и 50—70% взвешенных веществ представлено гуминовыми кислотами (Каган, Гельфер, 1956).

Мутность рек колеблется в весьма больших пределах, что зависит как от климатических условий и орографии, так и особенно от степени облесенности бассейна питания. Наиболее высокие среднегодовые величины мутности характерны для горных рек: Терек — 7 *г/л*, Сулак — 11,6, Аксай — 15, Амударья — 9 *г/л*. Величина твердого стока и мутности речной воды тем меньше, чем больше облесенность местности и чем меньше уклоны русла рек.

Интересные данные о величине мутности в зависимости от комплекса природных условий местности проводят Г. В. Лопатин (1941) и Г. И. Шамов (1949).

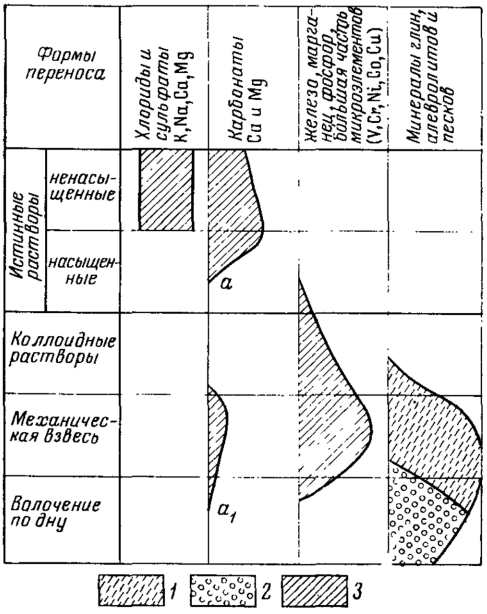


Рис. 57. Формы переноса реками основных компонентов осадков (Страхов, 1963)

1 — минералы глин;
2 — минералы песков и обломки пород;
3 — прочие компоненты;
а — a_1 — для горных рек и в условиях засушливого климата

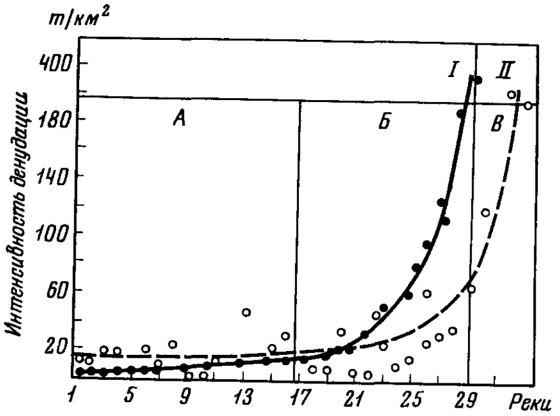


Рис. 58. Соотношение механической (*I*) и химической (*II*) денудации по рекам мира (Страхов, 1963, с изменениями автора)

Реки:
А — равнинные;
Б — начинающиеся с гор или крупных возвышенностей;
В — горные

По данным Г. В. Лопатина, среднегодовая мутность речных вод составляет: тундра — <0,02 *г/л*, лесные районы — 0,02—0,05, лесостепь — 0,05—0,1, степь — 0,1—0,5, горные районы — 1—5 *г/л*.

Если велика разрушительная работа процессов механической денудации и эрозии в бассейнах питания рек, то столь же велика и созидательная деятельность рек, формирующих обширные пространства аллювиальных и дельтовых равнин, сложенных плодородным материалом, сформированным в бассейнах питания рек.

Объем стока взвешенных наносов в реках определяется не только величиной их мутности, но и скоростью водного потока. В табл. 40 приведены данные о твердом стоке главнейших рек Советского Союза.

Отложенные реками в поймах и дельтах толщи аллювия, богатые почвенным мелкоземом и органическими соединениями, различными пи-

Таблица 40

Сток взвешенных наносов
(Шамов, 1949)

Река	Пункт	Суммарный сток взвешенных наносов, 10^6 *т*	Модуль стока взвешенных наносов, *т/км²*
Сев. Двина	Архангельск	10,1	29,0
Днепр	Кременчуг	2,2	5,7
Южный Буг	Александровка	0,3	6,5
Волга	Дубовка	25,5	18,8
Ока	Новинка	3,0	12,4
Кама	Чистополь	10,0	19,6
Белая	Бирск	2,8	23,3
Урал	Тополинский	3,3	17,1
Сев. Донец	Усть-Белокалитвенский	1,3	16,0
Дон	Раздорская	6,4	17,0
Кубань	Тиховская	8,8	180
Риони	Сакочакидзе	8,0	600
Терек	Каргалинская	26,0	711
Сулак	Миатлы	15,2	1160
Кура	Сабирабад	36,3	205
Обь	Салехард	12,9	5,3
Иртыш	Тобольск	11,2	11,9
Енисей	Игарка	10,5	4,2
Лена	Табага	7,0	7,7
Амур	Комсомольск-на-Амуре	61,0	35,8
Сырдарья	Тюмень-Арык	40,5	186
Амударья	Керки	217	960
Вахш	Головное сооружение канала	73,5	2300

тательными веществами и имеющие обычно благоприятную микроструктуру, представляют собой ценнейший субстрат для земледелия. С древнейших времен люди селились вдоль рек и особенно в их устьях, используя под сельское хозяйство плодородные пойменные, дельтовые земли.

Речной ил также используется в мелиоративных работах при кольматаже болот — искусственном наиливании аллювия на заболоченные почвы (Ланды во Франции, Колхида в СССР).

Химический сток рек

По данным Твенхофела (1936) и Кларка (Clark, 1924), общеземной сток речной воды составляет 4168 *км*^{3}. Средний годовой химический сток всех рек в сторону океана составляет 3—3,5 млрд. *т*. Средний химический снос с земной суши составляет, по Кларку, около 26,4 *т/год/км*^{2}. Равнинные реки характеризуются значительным преобладанием химического стока над механическим (см. рис. 58).

Новейшие подсчеты количества растворенных веществ, поступающих в океан с водами рек, приведены в табл. 41. Из этих данных видно, что, кроме электролитов, реки сбрасывают в океан огромные количества рас-

Таблица 41

Годовое поступление растворенных и коллоидных веществ в океан с водой
(по В. И. Вульфсону, 1964)

Источник поступления	Млн. *т*	%	
		от берегового стока	от общего поступления с водой
Ионный сток	2543	72,82	59,60
Органические вещества	720	20,62	16,88
Минеральные коллоиды	175	5,01	4,10
Микроэлементы	36	1,03	0,84
Неорганические биогенные вещества	18	0,52	0,42
Всего			
с береговым стоком	3492	100,0	81,84
с глубинными водами	775	—	18,16
Общее поступление с водой	4267	—	100,00

творенных органических веществ (720 млн. *т/год*) и минеральных коллоидов (174 млн. *т/год*). Весьма существенна величина растворенных соединений микроэлементов (36 млн. *т/год*).

Важно отметить, что не меньшие, а значительно бóльшие количества этих же веществ остаются в виде осадков и примесей в наносах и аллювиальных почвах и грунтовых водах пойм и дельт.

Химические соединения в водах рек являются продуктами биогенеза, выветривания и почвообразования на суше. Поэтому химический состав речной воды отражает биологические, почвенные, петрографические и минералогические условия бассейнов рек (В. И. Вернадский). Если в них преобладают известняки, то в речной воде увеличивается содержание бикарбонатов кальция; наличие соленосных пород вызывает увеличение содержания хлоридов и сульфатов. В районах изверженных кристаллических пород речные воды содержат повышенные количества кремнезема, карбонатов щелочей, а иногда хлоридов и сульфатов. В районах с пышной растительностью в речной воде много органического вещества и органогенных элементов.

Таблица 42

Средний ионный состав речных вод мира (*мг/л*)
(Livingstone, 1961)

Континент	HCO_3^-	SO_4^{-2}	Cl^-	NO_3^-	Ca^{+2}	Na^+	Mg^{+2}	K^+
Северная Америка	68,0	20,0	8,0	1,0	21,0	5,0	9,0	1,4
Южная Америка	31,0	4,8	4,9	0,7	7,2	1,5	4,0	2,0
Европа	95,0	24,0	6,9	3,7	31,1	5,6	5,5	1,7
Азия	79,0	8,4	8,7	0,7	18,4	5,6	9,3	
Африка	43,0	13,5	12,1	0,8	12,5	3,8	11,0	—
Австралия	31,6	2,6	10,0	0,05	3,9	2,7	2,9	1,4
Во всем мире (среднее)	58,4	11,2	7,8	1,0	15,0	4,1	6,3	2,3

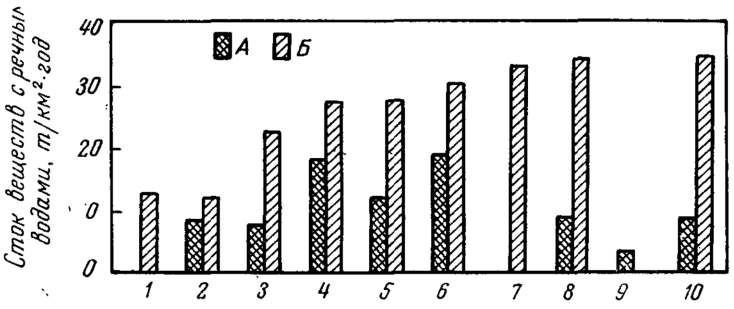


Рис. 59. Соотношение годовых величин твердого стока и стока растворенных веществ в таежных реках Восточной Сибири (Таргульян, 1967)

Реки:
1 — Турка;
2 — Внтим;
3 — Ия;
4 — Малая Белая;
5 — Снежная;
6 — Верхняя Ангара;
7 — Тыя;
8 — Уда;
9 — Большая;
10 — Бнрюса;
А — твердый сток (механическая денудация);
Б — сток растворенных веществ (химическая денудация)

В водах рек, дренирующих сухие степи и пустыни, взвешенные вещества преобладают над растворенными, а в воде рек, дренирующих равнины с богатой растительностью, наоборот, растворенные вещества преобладают над взвешенным твердым материалом (Твенхофел, 1936).

В среднем воды рек планеты и отдельных континентов весьма богаты бикарбонатами и сульфатами щелочных земель (табл. 42). В водах рек мира заметная доля — 11,67% от суммы — приходится на кремнезем (Clark, 1924).

Минерализация воды в реках определяется всей совокупностью элементов физико-географической обстановки среды. Реки таежных областей (Амур, Печора, Обь, Енисей, Лена, Ангара) отличаются крайне низкой общей минерализацией, порядка 35—80 *мг/л*. Но химический сток в них значительно преобладает над механическим (рис. 59).

Минерализация вод Днепра, Дона, Волги, Кубани, Урала, Куры, Терека колеблется в пределах 150—300 *мг/л*. Повышенной минерализацией отличаются воды Сырдарьи и Амударьи — 420—500 *мг/л*, что обусловлено обилием соленосных отложений в горных породах, слагающих водосборы этих рек, а также жарким пустынным климатом (среднее и нижнее течение). Наконец, встречаются реки с высокой минерализацией, превышающей 1—2 и даже 5—10 *г/л*. Это небольшие реки периодического стока, пересыхающие и разделенные на отдельные изолированные плёсы в летнее время. В руслах этих рек дренируются соленые грунтовые воды прилегающих территорий степей и пустынь. Таковы воды рек Малый и Большой Узень, Эмба, Яван (приток р. Вахш).

Вниз по течению речные воды обогащаются солями и минерализация их постепенно возрастает. Это происходит главным образом за счет дренирования по пути почвенно-грунтовых вод, а отчасти вследствие испарения. Так, Арканзас в верхнем течении имеет минерализацию 0,148 *г/л*, а через 150—160 *км* — 2,134 *г/л*.

В табл. 43 приведены данные о химическом составе и химическом стоке главнейших рек СССР. Из этих данных видно, что наибольший сток солей в область среднего и нижнего течения дают хотя и пресные,

Таблица 43

Основные характеристики стока растворенных веществ главнейших рек территории СССР (Алекин, 1948)

Река	Средняя годовая величина минерализации*, *мг/л*	Сток растворенных веществ, 10^6 *т* в год	Показатель стока растворенных веществ, *т/км² год*
Волга	182	46,5	33,7
Лена	84,6	41,3	17,0
Обь	76,6	39,2	12,2
Енисей	53,8	29,5	11,4
Амур	54,0	18,7	10,1
Амударья	422	17,7	78,1
Сырдарья	432	6,0	27,8
Сев. Двина	156	17,3	48,0
Днестр	153	8,1	16,2
Дон	222	6,2	14,7
Печора	42,4	5,5	16,8
Кура	244	4,4	23,4
Урал	302	3,3	15,1
Терек	281	3,1	71,0
Днепр	304	3,0	42,2
Нева	35	2,9	10,2
Риони	166	2,2	161,0
Кубань	177	2,0	31,7
Южный Буг	262	0,63	13,7

* При пересчете HCO_3^- на CO_3^{-2}.

но многоводные реки, верхнее течение которых расположено в лесных областях, в зоне подзолистых и болотных почв. Так, химический сток Волги составляет колоссальную величину — 46,5 млн. *т/год,* Лены — 41 млн., Оби — 39 млн., Енисея — 29 млн., Амура — 18 млн. *т/год.* Химический сток всех остальных рек измеряется лишь единицами миллионов тонн в год. Велик химический сток и тропических многоводных рек. Например, р. Меконг ежегодно сбрасывает в устье до 20,5 млн. *т* растворенных веществ.

Легкорастворимые соли, находящиеся в речных водах, транспортируются вниз по течению и участвуют в формировании химического и минерального состава почв пойм, дельт, эстуариев. Поймы, нижние террасы и дельты рек являются областями аккумуляции значительной части механических, химических и биологических продуктов выветривания и почвообразования, сформированных в верхнем течении и на водосборе. Обычно в среднем и особенно в нижнем течении реки являются главным источником питания почвенно-грунтовых вод. Например, реки Инд, Амударья, Хуанхэ, Нил питают на десятках и сотнях километров почвенно-грунтовые воды прилегающей суши в долинах и дельтах.

Вместе с речными водами в почвенно-грунтовые воды аллювиально-дельтовых равнин поступают громадные количества растворимых солей и соединений микроэлементов, имеющихся в речной воде. Испаряясь, почвенно-грунтовые воды (в данном случае речного происхождения) обо-

гащают аллювиальные и дельтовые отложения нижнего течения рек солями и питательными веществами. В условиях жаркого сухого климата происходит не только обогащение легкорастворимыми солями и питательными веществами аллювиальных почв, но широко образуются засоленные почвы, соляные озера, соленосные осадки и грязи. Такие условия создаются в бессточных областях во внутриматериковых впадинах. Ярким примером этого являются дельты Волги, Урала, Амударьи и Куры в бессточной Арало-Каспийской низменности и дельты Инда, Нила, Евфрата и Хуанхэ.

Общая площадь областей суши, не имеющих стока, достигает, по Твенхофелу, 29 785 тыс. *км*^{2}, что составляет примерно 20% всей суши. Если принять, что химический сток с 1 *км*^{2} суши, по Кларку, составляет в среднем 26,4 *г/год*, то можно считать, что в пределах бессточных областей мира с водами поверхностного стока циркулирует ежегодно около 800 млн. *т* солей, постепенно аккумулирующихся в осадочных отложениях, водах и почвах этих территорий.

Таблица 44

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

Статьи баланса	Водный сток		Твердый сток		Химический сток			Вредные соли		
	км^3	%	млн. *т*	%	млн. *т*	%	% к твердому стоку	млн. *т*	%	% к твердому стоку
Всего поступает за год	355	100	326	100	86	100	26	21	100	6
В том числе из:										
Волги	256	72	32	10	50	58	156	9	43	28
Амударьи	42	12	168	51	18	21	11	5	24	3

По Мартонну (1950), внутриматериковые бессточные области составляют на земном шаре 41 855 тыс. *км*^{2}, т. е. 27% поверхности материков. Для этой площади при тех же величинах среднего химического стока ежегодный приток легкорастворимых солей во внутриматериковые бессточные области суши земного шара, занятые ныне главным образом пустынями, составляет около 1100 млн. *т*.

Арало-Каспийская низменность является частью обширного евразийского бессточного бассейна. В геологическом прошлом и в настоящее время формирование континентальных осадочных отложений, почвенно-грунтовых вод и почв в пределах низменности обусловливалось деятельностью крупнейших рек: Волги, Амударьи, Сырдарьи, Куры, Урала, Терека. Как можно видеть из данных табл. 44, образование осадочных почвообразующих пород здесь определяется главным образом стоком Волги и Амударьи.

Водный баланс Каспийского моря регулируется испарением преимущественно в мелководной восточной части. Испарение волжских вод, приходящих в Каспий, на восточных мелководных и засушливых берегах в геологическом прошлом и сейчас является фактором интенсивного соленакопления в Арало-Каспийской низменности.

Воды Волги, дренирующей огромные пространства на севере, при испарении засоляют четвертичные осадочные отложения, грунтовые воды и почвы на значительных территориях юго-востока Русской равнины и

Средней Азии. Твердый и химический сток в пределах Арало-Каспийской низменности в сумме составляет около 412 млн. *т* ежегодно, что при объемном весе 1,4 дает 0,3 *км*³ наносов.

Отношение химического стока к твердому стоку свидетельствует о том, что среднее содержание солей в поемно-дельтовых отложениях могло бы составлять в наносах Волги 156%, а Амударьи — 11%. За вычетом углекислого и сернокислого кальция, потенциальное содержание легкорастворимых солей, соответственно, выразится для аллювия Волги в 28% и для аллювия Амударьи в 3%. Однако в пределах поемно-дельтовых областей Арало-Каспийской низменности столь высокие степени засоленности почв и грунтов встречаются лишь на ограниченных территориях. Таким образом, приходится удивляться не тому, что в бессточных областях Прикаспийских пустынь развиты процессы соленакопления, а тому, что размеры засоленности осадочных отложений и почв в этих пустынях значительно меньше возможных потенциальных величин. Основной причиной этого является процесс дифференциации механических и химических осадков, приносимых современными реками в Арал и Каспий.

Большая часть легкорастворимых солей, транспортируемых водами рек, отделяется от механических осадков, выпадающих в поймах и дельтах, уходит в грунтовые воды или проносится через устья в озера и моря. Из озерных и морских водоемов значительная часть солей перемещается в мелководные заливы и лагуны, где и концентрируется. В дельтах на вновь образующейся суше легкорастворимые соли в главной своей массе аккумулируются в грунтовых водах. Этим и объясняется то, что, несмотря на огромные размеры и непрерывность миграции солей во внутриматериковые впадины среднеазиатских пустынь, здесь широко распространены также незасоленные и слабозасоленные почвы высокого уровня плодородия.

Рассмотренное явление типично и для дельтовых областей других рек мира. Фактическая засоленность дельтовых почв всегда меньше, чем потенциальная. И этот разрыв тем больше, чем влажнее климат дельтовых областей.

Надо помнить, однако, что реки переносят из верхней части их бассейна в среднее и нижнее течение не только соли, но и окислы кремния, железа, марганца, алюминия, а также микроэлементы и органические вещества. Поэтому даже тогда, когда аккумуляция извести, гипса или легкорастворимых солей в дельтовых почвах влажных областей выражена слабо, в них всегда наблюдается значительное накопление соединений полуторных окислов, вторичного кремнезема и хемогенных глинистых вторичных минералов.

Современные реки существуют столь же длительно, как горы и климатические зоны. Предшественники современных рек в доледниковые эпохи, в ледниковые, плювиальные периоды и между ними выполняли сходную почвенно-геохимическую работу, разрушая кору выветривания и почвы возвышенностей и формируя наносы и аллювиальные почвы древних водно-аккумулятивных областей. Особенно велика была роль малых и больших рек в периоды завершения оледенений, когда их сток и геохимическая деятельность значительно возрастали.

Геохимическая деятельность рек и грунтовых вод весьма тесно переплетается и ее трудно разделить. Но ясно, что реки выполняли и выполняют прежде всего функцию моделирования поверхности суши и образования механических отложений и почвообразующих пород. Химические

осадки из речных вод не только сопровождали формирование наносов, но на отдельных этапах истории даже преобладали над механическими отложениями. Почвенные и грунтовые воды выполняют на суше в качестве основной геохимической функции вынос, разделение и дифференцированное накопление хемогенных продуктов в древнем и современном почвенном покрове и в наносах.

АРЕАЛЫ АККУМУЛЯЦИИ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Продукты выветривания и почвообразования, формирующиеся в коре выветривания и почвах, имеют тенденцию к дифференциации в горизонтальном и вертикальном направлениях в пространстве. В зависимости от суммарного результата различных тенденций в миграции продуктов почвообразования на поверхности суши возникают почвенно-геохимические провинции, пояса, области, ландшафты.

Оформление геохимического облика суши зависит от кумулятивного эффекта выноса и накопления тех или иных соединений в ландшафте. В связи с этим в геохимию почв было введено понятие об ареалах аккумуляции (Ковда, 1946в, 1954). Ареалом аккумуляции продуктов выветривания и почвообразования следует называть территорию, охватывающую совокупность ландшафтов и природных областей, где происходит образование однотипных вторичных почвенных соединений, их перемещение, осаждение и накопление в почвах, грунтовых водах и коре выветривания.

Как видно из вышеизложенного, наиболее широкий ареал аккумуляции вторичных соединений имеют окислы алюминия, железа, марганца, кремния и продукты их взаимодействия. Образуясь в результате выветривания, почвообразования и жизнедеятельности организмов, эти соединения вместе с тем отличаются сравнительно низкой растворимостью и потому практически повсеместно мигрируют в природных водах в форме насыщенных растворов, гидрозолей или тонких суспензий. Поэтому они быстро и легко выпадают в осадок на месте и вблизи мест их образования. В то же время, мигрируя в форме насыщенных растворов, они в слабой, но заметной форме участвуют в процессах аккумуляции во всех природных зонах, где происходит хотя бы частичное сезонное испарение природных вод. Аккумуляция соединений полуторных окислов и кремнезема, а также их коагелей происходит в основном в областях элювия, делювия и пролювия. Однако эти компоненты накапливаются также в конечных водоемах и дельтах.

Умеренно широкий ареал аккумуляции имеют карбонаты кальция и гипс. В областях элювия они, как правило, не аккумулируются, но в областях делювия, пролювия, поемного и дельтового аллювия, в низменностях и конечных водоемах идет резко выраженное абсолютное накопление этих соединений. Правда, климатические условия и различия в обстановке естественной дренированности могут существенно изменять степень выраженности накопления этих соединений в коре выветривания и почвах.

Довольно узким ареалом аккумуляции обладают такие соединения, как карбонаты и сульфаты щелочей. Образуясь на широких пространствах водосборных и солесборных площадей, эти соединения в дальнейшем аккумулируются преимущественно в низменностях, конечных водое-

Таблица 45

Ареалы аккумуляции продуктов выветривания и почвообразования на суше

Ареал	Соединения	Области аккумуляции
Весьма широкий	R_2O_3, SiO_2	Области элювия, делювия, пролювия, поемного и дельтового аллювия, конечные водоемы
Умеренно широкий	$CaMg(CO_3)_2$, $CaCO_3$, $CaSO_4$	Области делювия, пролювия, поемного и дельтового аллювия, низменности, конечные водоемы
Узкий	Na_2SO_4, $MgSO_4$, NaCl, Na_2CO_3	Области поемного и дельтового аллювия, низменности, конечные водоемы
Весьма узкий	$NaNO_3$, KNO_3, $CaCl_2$, $MgCl_2$	Центральные, наиболее сухие части низменностей и пустынь

мах, а также почвах и грунтах пойм и дельт сухих континентальных областей.

Очень узким является ареал аккумуляции углекислых щелочей. Эти соединения могут аккумулироваться лишь в районах, где отсутствует гипс.

Наиболее узким ареалом аккумуляции обладают нитраты щелочей и хлориды щелочных земель. Эти соединения проходят транзитом области элювия, делювия, пролювия и аллювия и аккумулируются лишь в наиболее сухих бессточных частях пустынь (табл. 45).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА МАТЕРИКАХ И В ШЕЛЬФОВОЙ ЗОНЕ

Судьба продуктов выветривания и почвообразования весьма неодинакова в различных районах материков земного шара.

Около 70% поверхности суши земного шара дренируется речными системами в Мировой океан, поэтому значительная часть продуктов выветривания, почвообразования и биологического круговорота уносится суммарным стоком за пределы суши в моря и океаны. Те секторы континентов, которые отличаются выраженным геохимическим стоком в океан, утрачивают значительную часть наиболее мобильных продуктов выветривания, почвообразования и биогенеза; здесь не может образоваться полный спектр дифференциации продуктов выветривания и почвообразования.

Около 30% поверхности материков земного шара занимают замкнутые, геохимически бессточные территории, имеющие внутренний круговорот воды и мигрантов. Материковые бессточные впадины сохраняют в своих пределах всю совокупность продуктов выветривания, почвообразования и биогенеза, так как они не выносятся за пределы бессточных низменностей. На таких участках аккумулируются и дифференцируются все образовавшиеся продукты выветривания и биогенеза. Здесь создаются предпосылки для накопления в коре выветривания, почвенно-грунтовых

водах и почвах легкорастворимых подвижных продуктов и компонентов средней и малой подвижности — соединений кремния, гидроокислов алюминия, железа, марганца и их коагелей, что ведет к синтезу глин.

Кроме того, обширные пространства континентов представлены территориями промежуточного характера — геохимически не полностью замкнутыми, но недостаточно дренированными; к ним относятся подгорные наклонные равнины, сухие и приморские дельты и т. д. В таких частях суши значительные массы вторичных продуктов выветривания и почвообразования задерживаются и накапливаются по пути к конечному приемнику. В таких условиях в почвах и грунтах накапливаются преимущественно карбонаты кальция и магния, гипсы, полуторные окислы, осадки кремнезема.

В пределах каждого материка необходимо различать области выноса продуктов выветривания и почвообразования (области элювия), области транзита (частичной аккумуляции) и области конечной аккумуляции продуктов выветривания и почвообразования, где происходит накопление их в результате завершения стока. В областях элювия ясно выражено преобладание водного (поверхностные и подземные воды) и эолового выноса тонкодисперсных и подвижных продуктов. Некоторая часть продуктов выветривания и почвообразования удерживается в областях выноса живым веществом в форме биологического круговорота. Некоторая часть подвижных соединений поступает в область элювия со стороны вместе с эоловыми и атмосферными осадками.

Земная кора никогда не находится в состоянии абсолютного покоя. Непрерывно идут процессы поднятия горных сооружений и их денудация. Процессы поднятия захватывают и прилегающие области делювиальных, пролювиальных и аллювиальных равнин. Внутриматериковые впадины, низменности, побережья морей и океанов нередко являются областями погружения. Это приводит к тому, что в областях поднятий эрозия и денудация во многих случаях значительно опережают процессы выветривания, почвообразования и биогенеза. Здесь не сохраняются мощные горизонты элювия и почв. Области элювия часто представлены выходами скал и грубообломочных продуктов выветривания. Здесь происходит непрерывное обновление толщ, охваченных процессами выветривания, почвообразования и биогенеза.

В областях аккумуляции, расположенных преимущественно в зонах опускания земной коры, происходит погружение накопленных механических, химических и биогенных осадков и образующихся почв. И здесь происходит непрерывное обновление поверхности выветривания и почвообразования. Однако это обновление связано с процессами погружения и наиления (накопления) с поверхности рыхлого глиноподобного минерального почвенного мелкозема, органических остатков, принесенных со стороны.

Для условий обширного континента с бессточной материковой впадиной, подобного Евразии или Австралии, распределение продуктов выветривания и почвообразования укладывается в схему, представленную на рис. 60.

Наиболее высокие пространства материка представлены денудированными выходами скал, грубообломочной корой выветривания и молодыми скелетными почвами. Равнинные древние плоскогорья имеют мощную кору выветривания, аллитную в условиях тропического климата и сиаллитную или карбонатную в условиях умеренного или сухого климата.

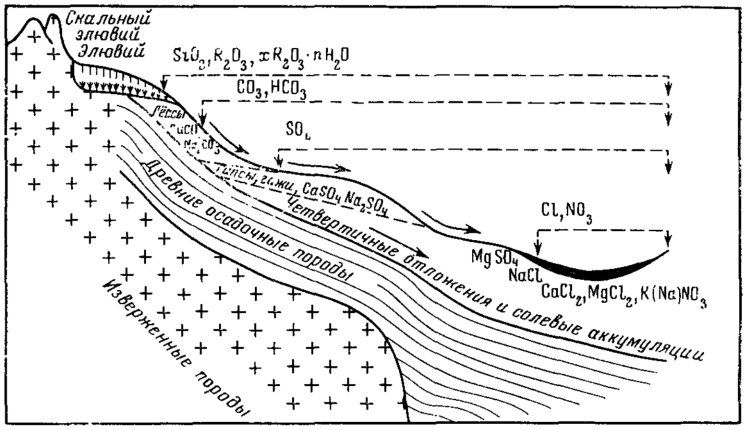


Рис. 60. Схема ареалов аккумуляции и дифференциации соединений в почвах бессточной части континента

В области транзита и частичной аккумуляции обособляется несколько почвенно-геохимических поясов: пояс накопления вторичного кварца и аморфного кремнезема, пояс ожелезнения и бескарбонатного оглинения, пояс карбонатных суглинков и лёссовидных отложений, которые нередко сопровождаются содовым соленакоплением.

Затем ниже по рельефу формируется область аккумуляции гипсов и гипсоносных пород, пояс сульфатов натрия и магния.

Наиболее удаленные и пониженные части континентальных депрессий обычно заняты хлоридно-сульфатными и хлоридными аккумуляциями. В особо пустынном климате здесь обособляются области аккумуляции нитратов (Чили, Перу).

Наконец, центральные пониженные части низменностей заняты выходами рассолов и скоплениями хлоридов натрия, кальция и магния. В этих же частях бессточных континентов аккумулируются соединения йода, брома, бора.

На дренированных участках материка в зависимости от характера расчлененности склонов и берегов слагается своя система областей аккумуляции вторичных продуктов выветривания и почвообразования. При условии общего поднятия суши и опускания береговой линии большая часть продуктов выветривания и почвообразования также отложится не в пределах суши, а на континентальном шельфе. Значительные массы наиболее подвижных легкорастворимых солей — нитратов, хлоридов, сульфатов, а также подвижных соединений кремния, алюминия, железа — уйдут в Мировой океан. Тем не менее прибрежные зоны там, где формируются обширные низменности, марши и дельтовые области, также характеризуются накоплением полуторных окислов и солей.

Схема формирования почвенно-геохимических зон частично дренированной периферии материка представлена на рис. 61. Эта схема приложима к условиям территорий Индии и особенно западного Пакистана. Здесь отчетливо наблюдаются области аккумуляции кремнезема и углекислого кальция (известный в Индии и Пакистане канкар), которые сменяются зоной содового, а затем сульфатного засоления.

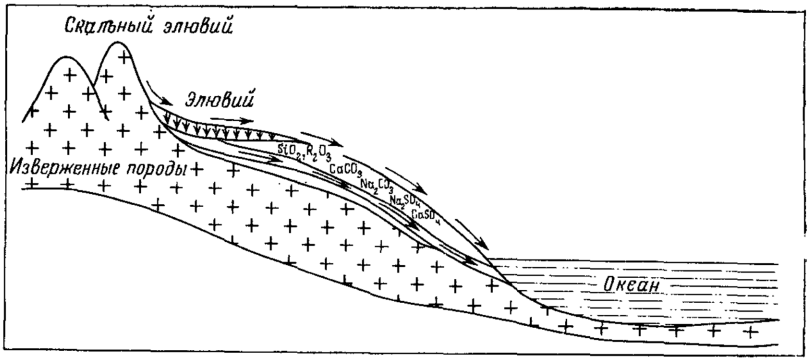


Рис. 61. Схема ареалов аккумуляции и дифференциации соединений в почвах дренированной части континента

В областях погружения суши море абрадирует берег и сухопутные зоны аккумуляции наиболее подвижных продуктов выветривания, и почвообразования уничтожаются или не имеют возможности сформироваться. Склоны материка сохраняют в областях транзита и аккумуляции лишь те продукты выветривания и почвообразования, которые по условиям подвижности и растворимости могли выпасть и удержаться на суше, наиболее же подвижные компоненты уходят в океан. Примерно такие условия складываются у черноморского побережья юга Украины и на побережье залива Бакбо (Тонкинского) в Китае. В первом случае аккумулятивные продукты представлены лишь карбонатом кальция и гипсом. Во втором — в аккумулятивных ландшафтах (на террасах) задерживаются лишь окислы железа и марганца, а также вторичные соединения кремнезема.

Надо помнить, однако, что здесь приводятся лишь общие и притом абстрагированные схемы аккумуляции и дифференциации продуктов выветривания и почвообразования на поверхности суши. Действительная педогеохимическая картина суши значительно сложнее и разнообразнее. Конкретные области элювия, транзита и аккумуляции формируются под влиянием местных условий климата, растительного покрова и геоморфологии, а также длительности истории развития. Учитывая общие закономерности педогеохимии поверхности континентов, необходимо всегда предвидеть возможность локального своеобразия и особенностей каждого ландшафта суши.

Рассмотренные факты и теоретические обобщения приложимы как к целым материкам, так и к их отдельным частям. Сводная почвенно-геохимическая диаграмма (рис. 62) иллюстрирует глубокие почвенно-геохимические различия главных природных зон применительно к континенту Евразии. Материалы, собранные советскими исследователями в Африке и Южной Америке, позволяют дать в первом приближении аналогичные почвенно-геохимические схемы для материков, расположенных в экваториально-тропических поясах планеты (рис. 63). В педогеохимии экваториально-тропических частей континентов обнаруживается уже отмеченная общая закономерность: подвижные продукты выветривания и почвообразования выносятся полностью из влажных элювиальных лесных ландшафтов, менее растворимые транзитно задерживаются в семиарид-

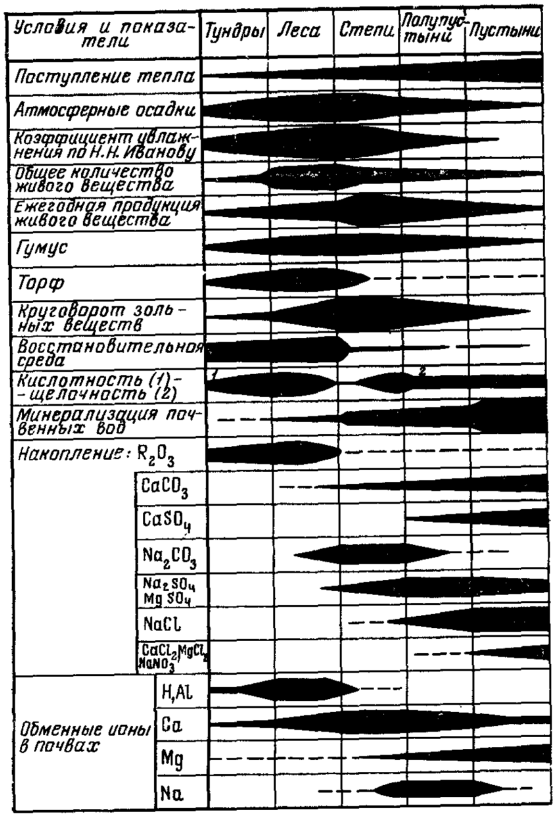


Рис. 62. Диаграмма почвенно-геохимических особенностей континента Евразии (Ковда, 1954; Перельман, 1955)

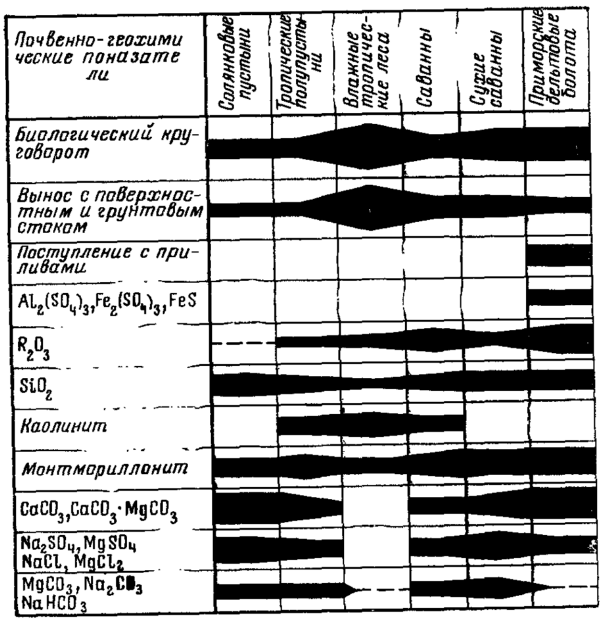


Рис. 63. Диаграмма почвенно-геохимических особенностей дренированной части континента типа Африки и Южной Америки (Глазовская, 1967, с добавлениями и изменениями автора)

ных саваннах, наиболее подвижные уходят в океан либо накапливаются в бессточных частях континентов, занятых пустынями. В саваннах, особенно сухих, наблюдается значительная аккумуляция вторичных соединений алюминия, железа, кремнезема; в присутствии легкорастворимых солей и особенно карбонатов магния и натрия это приводит к накоплению аморфных коагелей, смектитовых глин, палыгорскита, которые обусловливают образование слитых черных почв (вертисоль, грумосоль и др.).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ОКЕАНА И ПОЧВ

Возраст Мирового океана измеряется миллиардами лет. Начало почвообразования на суше относится к девону, т. е. к появлению наземной растительности, и насчитывает не более 300—400 млн. лет. Возраст наиболее древних современных почв на суше, вероятно, не более нескольких миллионов лет (аллитные бокситовые почвы, латериты). В современную эпоху на суше преобладают почвы гораздо более молодые — возраст порядка 5—50 тыс. лет. Однако наземные организмы и почвенный покров суши, с одной стороны, и Мировой океан — с другой, уже 300—400 млн. лет находятся в непрерывном взаимодействии. Значение континентов и особенно почв в жизни океана возрастает по мере развития биосферы. Нарастает кумулятивный эффект притока в океан продуктов эрозии, химической денудации, элювиального выветривания и почвообразования, продуктов биометаболизма.

Топоморфологии океана и суши зеркально противоположны. Океан и почвы представляют собой сопряженные планетарные суперландшафты, геохимически связанные между собой. Суша в современную эпоху в целом является элювиальной системой. Океан в целом представляет аккумулятивную суперсистему. Континенты (земная кора, кора выветривания, почвы, организмы) отдают с помощью наземного, подпочвенного, подземного и сверхглубокого водного стока в океан коллоидные и истинные растворы, органическое вещество, механические осадки. В год океан получает «гору» механических осадков высотой 10—16 *км* с основанием 1 *км*^{2}, содержащих 7—8% $CaCO_3$, 1—3% органических веществ и 3—5% растворимых солей. Круговорот веществ в системе континенты — океан — верхняя мантия — континенты обогащает океан. На континентах путем выветривания, почвообразования и биометаболизма генерируются агрессивные кислоты и их соли, которые уходят в Мировой океан: хлориды, сульфаты, фосфаты, нитраты, бикарбонаты, карбонаты, гуматы щелочей и щелочных земель и тяжелых металлов, фульваты Al, Fe, Mn, кремнезем, микроэлементы. Океан возвращает часть этих компонентов на сушу и в почвы биогенным, эоловым, водным путем (инфильтрация, трансгрессия, приливы, цунами), через мантию и горообразование. Отсюда сложность и ошибки в расчетах возраста океана по концентрации солей в нем.

Амплитуда реакции среды на суше — pH от 2—3 до 10—12. В Мировом океане среда нейтрально-слабощелочная — pH = 6,5—8.

Суша и почвы — царство разрушения минералов изверженных пород, неосинтеза и ресинтеза вторичных минералов (глин, окислов, солей). Боксит, каолинит, монтмориллонит — типичные педолиты. Суша — область испарительной и транспирационной аккумуляции и хемосадки вещества. Растворы на суше и в почвах достигают концентраций, которые не известны в океане,—250—450 *г/л*. В океане ведущая роль принадле-

жит биогенной и хемогенной садке растворенных соединений (Si, P, Ca, S, Fe, Mn). Испарительная и транспирационная садка имеет подчиненное значение. В лагунах, эстуариях и дельтах оба процесса сочетаются. Океан «биогеннее» почв еще и потому, что жизнь в океане началась в докембрии. Но каустобиолиты (уголь, торф, сапропели, гумус) — создание суши или эстуарных и дельтовых областей.

История геохимических отношений между океаном и сушей (включая почвы) отражается в той биогеохимической дифференциации веществ между ними, которая сложилась к нашему времени. Ниже приводится химический состав почв и океана (в %):

	Океан	Почва		Океан	Почва
O	85,8	49	Mg	$1{,}4\cdot10^{-1}$	$6\cdot10^{-1}$
H	10,7	1	K	$3{,}8\cdot10^{-2}$	1,36
Si	$5\cdot10^{-5}$	33	C	$2\cdot10^{-5}$	2,00
Al	$n\cdot10^{-6}$	7,13	P	$5\cdot10^{-6}$	$8{,}10^{-2}$
Na	1	0,6	N	$6{,}7\cdot10^{-5}$	$1\cdot10^{-1}$
Fe	$5\cdot10^{-6}$	3,8	S	$8{,}8\cdot10^{-2}$	$8{,}5\cdot10^{-2}$
Mn	$4\cdot10^{-7}$	$8{,}5\cdot10^{-2}$	Cl	1,89	$1\cdot10^{-2}$
Ca	$4\cdot10^{-2}$	1,37			

Такие элементы, как Si, Al, Fe, Mn, C, P, N, Ca, K, которые являются минеральной основой жизни и аккумулируются в почвенной оболочке, можно считать типичными «педофилами». Другая группа элементов — «аквафилы» (H, O, Na, Cl, S, Mg) — составляет основу химического состава океана.

Глубокой дифференциации подвергалось на земной планете распределение углерода. Океан с его донными осадками $CaCO_3$, растворами бикарбонатов и органическим веществом — главный резервуар углерода. Атмосфера крайне обеднена углеродом. Однако живое вещество суши, почвенный гумус ($3{,}5\cdot10^{12}$ и $2{,}4\cdot10^{12}$ *т* соответственно), торфы и угли, созданные за 300—400 млн. лет, удерживают 6—7 млрд. *т* углерода в организованной форме. Наблюдается заметное накопление органического вещества на суше в последние геологические эпохи (2—2,5 млрд. *т* за четвертичный период). Источником влаги на суше является процесс конденсации паров, образовавшихся при испарении с поверхности океана.

Биопродукция почв, обводненность рек и озер зависят от количества атмосферных осадков, выпадающих на сушу (≈ 37—$40\cdot10^4$ *км*^{3}). Это лишь малые доли процента запасов воды в Мировом океане. Образование нефтяной пленки на поверхности океана может уменьшить испарение и усилить частоту засух на суше, сократить поверхностный сток. Важно предотвратить это явление и найти способ увеличения испарения влаги с поверхности океана.

Особая роль в биогеохимии планеты принадлежит прибрежной и шельфовой зонам мелководий (лагуны, эстуарии, дельты). Это области наибольшей биологической продуктивности. Здесь — границы и зоны контактов разбавленных и концентрированных растворов, аэробного и анаэробного режимов среды, преобладания твердой и господства жидкой фазы. В этой обширной земноводной полосе происходит весьма интенсивное взаимодействие продуктов, поступающих со стороны суши и со стороны океана. Это область общепланетарной биогеохимической аккумуляции механических, химических и особенно биогенных осадков и подводного почвообразования.

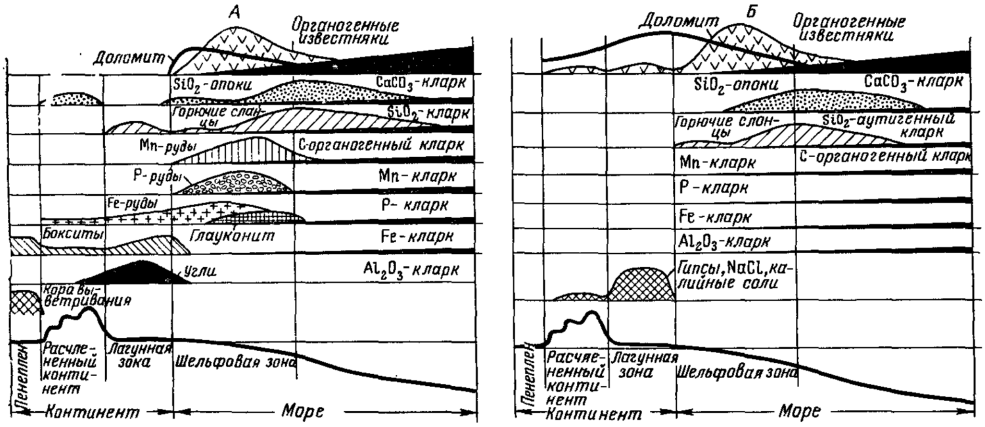


Рис. 64. Фациальный профиль морского осадкообразования (Страхов, 1963)
А — тропический климат; *Б* — аридный климат

Интересные обобщения Н. М. Страхова (1963) позволяют видеть, что поступающие сюда продукты континентального выветривания и почвообразования продолжают процессы дифференциации и групповой аккумуляции, начатые на суше. В условиях влажного тропического климата в лагунной полосе идет резко выраженное накопление органогенного углерода (угли и горючие сланцы), бокситов, окислов железа. В шельфовой зоне накапливаются осадки окислов железа, марганца, фосфаты, кремневые опоки, глауконит, доломиты и известняки (рис. 64, *А*). Эти продукты принесены с континента в результате глубокого длительного влажнотропического выветривания и выноса. На континенте, расположенном в сухом климате, вынос этой группы соединений весьма ослаблен. Поэтому в лагунах и шельфе этой части мелководий аккумуляция органических веществ, глинозема, окислов железа и марганца, фосфатов представлена очень слабо (рис. 64, *Б*). Зато в лагунах и у берегов благодаря испарению идет интенсивное накопление химических осадков (гипсы, калийные соли, NaCl), сильно выражены доломитизация и накопление углекислого кальция. Трансгрессии и регрессии морей вовлекают эти осадки в наземное почвообразование на приморских низменностях.

ПОЧВЕННО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ

Судьба продуктов почвообразования на водоразделах с близкими или глубокими грунтовыми водами, на озерных и речных террасах или в подводных условиях настолько различна, что большинство ученых всегда считало необходимым выделять характерные типы рельефа, ландшафты и связанные с ними типы почвообразования (Г. Н. Высоцкий, Н. А. Димо, К. Д. Глинка, Б. Б. Полынов, А. де Молон, Кубиена и др.). Учение о почвенно-геохимических ландшафтах сложилось в последнее 25-летие на основе исследований ряда советских ученых: М. А. Глазовской, В. В. Добровольского, В. А. Ковды, К. И. Лукашева, Д. П. Малюги, А. И. Перельмана и др.

В соответствии с современными воззрениями в пределах плато и водоразделов, склонов и террас, низменностей и депрессий обособляются территориальные геохимические единицы — ландшафты, определяемые границами однородного по генезису и формам рельефа, однотипных почв и биоценозов.

Эти территориальные единицы связаны между собой особенностями и элементами водного режима, обменом продуктами биогенеза, выветривания и почвообразования и представляют собой закономерную пространственно-генетическую совокупность почвенного покрова и биогеохимических процессов. Поэтому их целесообразно называть почвенно-геохимическими ландшафтами.

Почвенно-геохимический ландшафт характеризуется определенной историей и направлением почвенных процессов и сложившимся типом педогеохимического баланса продуктов выветривания и почвообразования. Различают следующие основные группы ландшафтов.

Автоморфные (автономные или самостоятельные) ландшафты. Этот тип ландшафтов формируется на плато, водоразделах или на древних высоких террасах. Он характеризуется глубоким уровнем грунтовых вод, отсутствием поступлений растворенных веществ из грунтовых вод в почвенные горизонты, преобладанием геохимического выноса над аккумуляцией, противоречивым сочетанием биологического круговорота веществ, ведущего к аккумуляции органогенов в гумусовой оболочке, и геохимического выноса, ведущего к обеднению почв и коры выветривания.

Здесь необходимо различать первичный автоморфный ландшафт, связанный с водоразделами и формированием элювия на изверженных или плотных осадочных породах, и вторичный автоморфный ландшафт, возникающий на древних высоких аккумулятивных террасах, где формируется неоэлювий.

Длительность элювиального почвообразования во вторичных автоморфных ландшафтах меньшая; обычно в них также можно констатировать реликтовые признаки древней аккумуляции продуктов почвообразования и биогенеза, принесенных ранее из первичных автоморфных ландшафтов.

Гидроморфные (капиллярно-гидроморфные, супераквальные) ландшафты. Эти ландшафты формируются обычно на I и II аккумулятивных речных, приморских или озерных террасах или эквивалентных им низменностях. Грунтовые воды здесь лежат обычно близко к поверхности (<3—4 *м*) и во многих случаях через кайму капиллярно-пленочных восходящих растворов в той или иной мере оказывают влияние на почвообразовательные процессы и жизнедеятельность растительного покрова. В этих условиях происходит частичная аккумуляция продуктов выветривания, почвообразования и биогенеза, выносимых грунтовыми водами из автономных ландшафтов водораздела и высоких террас.

Гидроморфные ландшафты являются как бы переходными, элювиально-аккумулятивными. Здесь происходит частичное суммирование деятельности биологического круговорота, аккумулирующего органогенные соединения в почвах, и геохимических процессов накопления продуктов, приносимых грунтовыми водами со стороны. Для таких наиболее подвижных соединений, как хлориды и сульфаты щелочей, область супераквальных ландшафтов является областью транзита. Для карбонатов кальция, соединений марганца, железа и кремния этот ландшафт чаще является аккумулятивным.

Аккумулятивные ландшафты. Данные ландшафты формируются на отрицательных элементах рельефа — дельтах и поймах, I надпойменных террасах, в подводных условиях лагун, эстуариев, морского мелководья или озер, а также в зоне подтопления суши, т. е. на низких затопляемых террасах с близкими грунтовыми водами.

Эти ландшафты в почвенно-геохимическом отношении генетически «несамостоятельны», так как они получают значительную часть продуктов выветривания, почвообразования и биогенеза со стороны, с водным

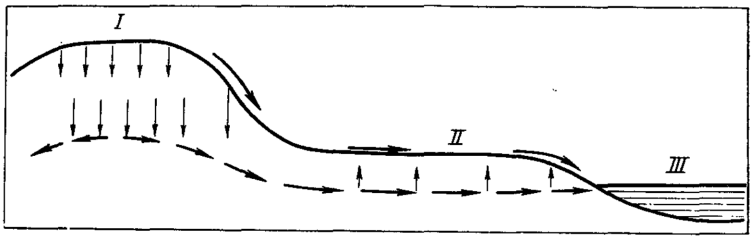


Рис. 65. Типичные сочетания основных почвенно-геохимических ландшафтов
Объяснения см. в табл. 46

твердым и химическим стоком, а также в виде эоловых и атмосферных отложений. Направление биологического круговорота веществ и направление геохимических процессов здесь совпадают полностью. И первое, и второе приводит к обогащению ландшафта элементами минерального питания растений и подвижными соединениями разного типа.

Здесь также целесообразно различать две разновидности ландшафтов: бессточные (недренированные), когда все продукты водного твердого и химического стока, поступающие со стороны, сохраняются в пределах ландшафта и накапливаются в нем, и частично дренированные, когда часть наиболее подвижных продуктов уносится водами поверхностного или подземного стока.

В каждой из природных зон формируется самостоятельный тип сочетания почвенно-геохимических ландшафтов (рис. 65 и табл. 46). В условиях пустыни водоразделы обычно заняты остаточно засоленными лёссовыми толщами с высокоплодородными сероземными почвами. Древние высокие террасы заняты сероземами, такыровидными и такырными почвами. Аккумулятивные ландшафты представлены сульфатно-хлоридными, хлоридными и хлоридно-нитратными солончаками, шорами, солянными грязями, солеными озерами.

В области степей водоразделы заняты черноземами на карбонатных лёссовидных суглинках и лёссах, а террасы лугово-черноземными почвами, часто с содовыми солонцами и содовыми солончаками. Для аккумулятивных ландшафтов характерны лугово-болотные или лугово-солончаковые почвы и солончаки содового и содово-сульфатного типа засоления.

В области сухой степи автономные ландшафты заняты карбонатными лёссовидными суглинками и глинистыми отложениями, в которых обычны остаточные соли. Почвы относятся к группе каштановых. На террасах формируются солонцовые почвы в комплексе с каштановыми; и те и другие содержат обильные скопления извести, гипса и легкорастворим

Таблица 46

Примеры почвенно-геохимических ландшафтов в различных природных зонах (сочетание коры выветривания и почв)

Элювиальные	Элювиально-аккумулятивные	Аккумулятивные
Область влажных тропиков (дождевых лесов)		
I. Бокситовая кора, аллитные почвы, красноземы	II. Каолинитовая кора, желтоземы, красноземы, латериты	III. Черные воды, лугово-болотные почвы, марганцево-железистые болота, иногда кислые болота
Область тропиков с сухим периодом		
I. Аллитные красноземистые почвы	II. Железистый латерит, ферраллитные почвы, черные хлопковые монтмориллонитовые почвы. Остаточные содовые почвы	III. Черные болотные, лугобые глеевые почвы, содовые и известковые озера, отложения
Область тропических и субтропических пустынь		
I. Древние аллитные, сиаллитные коры, остаточно засоленные коры, каменистый элювий, сероземы на карбонатных породах, красные карбонатные почвы	II. Сероземно-такыровые почвы, гипсовые, известковые, известково-кремневые, известково-железистые, соляносные коры, солончаки остаточные, монтмориллонитовые глины, галечниковые гамады с химическими осадками	III. Солончаки, соляные грязи и озера, глинисто-солончаковые разливы, дельтовые лиманы с сероводородной грязью
Область степей, саванн и средиземноморских сухих лесов		
I. Черноземы и черноземовидные почвы на карбонатных породах, коричневые и каштановые почвы	II. Черные луговые карбонатные почвы прерий, черные монтмориллонитовые, смолицы, солонцы разного рода, содовые и содово-сульфатные луговые почвы	III. Осоково-тростниковые торфа, монтмориллонитовые и содовые глеевые почвы, соляные грязи и озера
Область лесов умеренного и холодного пояса		
I. Сиаллитная кора, буроземы лесные, подзолистые, серые лесные почвы	II. Почвы прерий (брюниземы), темные луговые ожелезненные, иногда карбонатные, очень редко с признаками содового засоления	III. Низинные осоково-тростниковые болота, болотны Fe- и Mn-руды, отложения вивианита, иногда кислые болотные почвы

мых солей. Для аккумулятивных ландшафтов характерны корковые хлоридно-сульфатные солонцы, солончаки и соляные озера и грязи.

Ландшафты тропической зоны характеризуются отсутствием наиболее подвижных продуктов выветривания и почвообразования. Для водоразделов и древних высоких террас характерна аллитная кора выветривания (бокситовая при крайних степенях выветривания, как на Гавайских островах) или кислые красноземные и желтоземные почвы. Переходные элювиально-аккумулятивные ландшафты на средних террасах заняты каолинитовыми красноцветными почвами; иногда они обогащены соединениями алюминия, железа, марганца, образующими так называемый латерит низкого уровня и вторичные бокситы. В аккумулятивных ландшафтах формируются своеобразные лугово-болотные почвы с резко выраженным накоплением железа, марганца, органического вещества. Иногда здесь констатируется аккумуляция углекислого кальция.

В саваннах и муссонных тропиках Азии, Америки и Африки в аккумулятивных и гидроморфных ландшафтах наблюдаются скопления

аморфного кремнезема, образование цементированных черных монтмориллонитовых почв, обильные скопления углекислого кальция, а иногда соды.

В области подзолистых лесных почв на древних водоразделах формируются кислая сиаллитная кора выветривания и кислые, подзолистые почвы.

Склоны и террасы переходных элювиально-аккумулятивных ландшафтов заняты бурыми дерново-подзолистыми или слабоподзолистыми почвами, в которых иногда накапливаются микростяжения железа и марганца.

Аккумулятивные ландшафты характеризуются образованием ясно выраженных железистых и марганцевых аккумуляций, конкреций, пластов (ортштейн), вивианита, торфяников низинного типа, а в условиях мелководных водоемов — болотно-озерной руды.

Дифференциация продуктов выветривания и почвообразования далеко не исчерпывается особенностями макроландшафтов. Горизонтальная и вертикальная дифференциация продуктов выветривания и почвообразования резко выражена в таких генетически и геоморфологически целых образованиях, как поймы, дельты или водоразделы. Здесь дифференциация идет уже в пределах элементов микро- и мезорельефа и обусловливает комплексность почвенного покрова.

Впадины на водоразделах или на древних высоких террасах, получая дополнительные массы воды за счет поверхностного стока, всегда характеризуются относительно большей выщелоченностью подвижных продуктов, чем окружающее пространство. Вместе с тем вокруг впадины в виде геохимических колец обычно формируются полосы перераспределения и вторичной аккумуляции вымытых веществ. В условиях пустынь и сухих степей легкорастворимые соли, выносясь из почв и грунтов впадин мезорельефа, аккумулируются в окружающих грунтах, образуя кольца солончаков и солонцов. В степях из таких впадин выносятся карбонаты кальция и гипс.

В условиях подзолистых и глеевых почв в подобных впадинах усиливается вынос полуторных окислов.

Окружающие впадину повышения мезо- и микрорельефа аккумулируют эти перемещенные массы соединений железа, марганца, кремнезема. Мезорельефные повышения быстрее просыхают и меньше увлажняются, интенсивнее нагреваются летом и более энергично проветриваются. Поэтому, как правило, повышения мезо- и микрорельефа интенсивнее испаряют почвенно-грунтовые воды. В итоге образующиеся в пределах почвенно-геохимических макроландшафтов подвижные соединения аккумулируются на положительных элементах мезо- и микрорельефа.

В пустынях на микрорельефных повышениях происходит аккумуляция наиболее подвижных солей, в частности хлоридов и нитратов. В условиях заболоченных почв Севера на таких повышениях аккумулируются кремнезем, окислы алюминия, железа и марганца, иногда углекислый кальций.

Все это свидетельствует о том, что формирование почв является следствием не только вертикального движения продуктов выветривания и почвообразования, но и непрерывно текущих процессов горизонтального их движения и перераспределения.

СХЕМА ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ПРОДУКТОВ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ[1]

В 30-х годах Б. Б. Полынов (1934) высказал предположение, что Русская равнина сложена сопряженными типами коры выветривания в закономерной последовательности. Остаточная сиаллитная кора, покрывающая наиболее высокую часть Русской равнины — Клинско-Дмитровскую гряду,— сменяется в направлении к югу и северу карбонатной, представленной лёссами, и затем к югу — хлоридно-сульфатной аккумулятивной корой.

В настоящее время имеется достаточно материалов для того, чтобы на примере Русской равнины рассмотреть общую схему педогеохимии водно-аккумулятивных равнин.

Важнейшую роль в формировании гипергенной оболочки Русской равнины сыграла вековая геохимическая миграция продуктов выветривания, транспортируемых наземными и подземными водами ледниковых и послеледниковых эпох (Ковда, Самойлова, 1966).

В период наибольшего оледенения толщина материкового льда на Русской равнине достигала 1—1,5 *км*. Край ледника возвышался над равниной на 300—500 *м*, господствуя над уходящими к югу пространствами. Талые воды выносили массу взвешенного и растворенного материала, который отлагался на разном расстоянии от края ледника в зависимости от крупности частиц и в соответствии с закономерностями механической, геохимической и педохимической дифференциации вещества (Марков, Лазуков, Николаев, 1965).

Новые данные о неотектонике Русской равнины свидетельствуют о том, что в нижнечетвертичное время ее поверхность лежала ниже современного уровня и была расчленена слабее, чем в настоящее время (Николаев, 1962). В течение антропогена на фоне общего поднятия Русской равнины быстрее поднимались территории положительных тектонических структур, т. е. современных возвышенностей. А некоторые части Русской равнины — Тамбовская и Приднепровская низменности — медленно опускались и опускаются в настоящее время. Вследствие этих противоположно направленных тектонических движений разность высот между возвышенностями и прилегающими к ним низменностями достигла 50—100 *м* и более. Теперь возвышенности южной части Русской равнины высятся как преграда, которая могла стоять на пути водных потоков, но в период таяния льдов максимального оледенения такие преграды, по-видимому, были ниже, и водно-ледниковые потоки, как и грунтовые воды, достигали берегов Черного, Азовского и Каспийского морей.

Таяние льдов вызвало, как известно, эвстатическое поднятие уровня Мирового океана и трансгрессии морей. Уровень Каспия поднимался до отметки +50 *м*, Черное море затопило прилегающую низменность (Марков, Лазуков, Николаев, 1965). В связи с этим базис эрозии повысился, устья рек оказались затопленными, сток замедлился. Замедлению поверхностного и подземного стока способствовало и то, что вся Русская равнина была ниже, уклоны местности меньше. Малые уклоны русел, подпертость долин со стороны морей не могли не вызвать огромных разливов при интенсивном таянии льдов и поступлении ледниковых вод.

---

[1] Раздел написан В. А. Ковда совместно с В. Д. Васильевской, Е. М. Самойловой, И. В. Якушевской.

Если сопоставить границы распространения ледников и ледниковых вод с границами морских трансгрессий, становится ясным, что на Русской равнине почти не было условий для развития элювиальных ландшафтов. Они могли быть лишь на отдельных островах (Донецком кряже, Приволжской и Волыноподольской возвышенностях) среди обширных пространств, заливаемых талыми и подпитываемых грунтовыми водами.

Гидроморфное прошлое многих современных элювиальных ландшафтов и почв Русской равнины подтверждается самими свойствами почвообразующих пород и почв. Водно-аккумулятивное происхождение почвообразующих пород, в частности лёссов, доказывается наличием в их толще минералов гидрогенного происхождения (марказит, сидерит, пирит), наличием пресноводных моллюсков и пыльцы древесных пород, отдельных включений гальки или валунов, линз песка и т. д. (Бондарчук, 1939; Заморий, 1957; Соколовский, 1958; Булавин, 1966; Веклич, 1957). Марганцово-железистые, кремнеземистые, карбонатные, гипсовые новообразования в породе и почве, остаточные скопления легкорастворимых солей, остатки или следы гидрофильной флоры и фауны свидетельствуют о палеогидроморфном происхождении наносов и почв. Подобные остаточные признаки, как показали новые исследования, имеют многие почвы, которые рассматривались прежде как исконно сухопутные: серые лесные, черноземы, каштановые, бурые, сероземы, такыры и др.

Изучение почв Русской равнины с историко-геохимических позиций позволяет сделать вывод о сложной истории ее почвенного покрова. Современный элювиальный характер почвообразовательного процесса является лишь новейшей стадией развития почв, которой предшествовала гидроморфная стадия развития (подводная и капиллярно-гидроморфная). Напомним, что в понятие «гидроморфная стадия почвообразования» мы вкладываем представления не только об определенном типе водного режима, но и о накопительном типе баланса веществ при почвообразовании.

Русскую равнину следует рассматривать как сложную древнюю водно-аккумулятивную равнину, в образовании наносов, рельефа и почв которой принимали участие процессы, сходные с процессами, свойственными современным поемным и дельтовым ландшафтам. Примерно такой же путь прошли и другие великие равнины земной суши: Западно-Сибирская, Центральные равнины США и Канады, Восточно-Китайская равнина, низменности бассейна Амура — Сунгари, Венгерская низменность и др. Почвы этих равнин пережили подводную и капиллярно-гидроморфную стадию развития, которая и поныне сохранилась на погружающихся участках их территории и закончилась, сменившись неоэлювиальной стадией в области поднятий.

В периоды таяния ледников Русская равнина находилась под воздействием многочисленных наземных и подземных водно-геохимических потоков, представлявших, в сущности, единый геохимический поток, который сформировал серию сопряженных геохимических поясов в направлении с севера на юг. Реки, начинавшие свой сток от края ледника на Русской равнине, отличались многоводностью, были насыщены кремнеземом и перегружены крупнозернистым материалом, так же как в Исландии р. Втна-Йокуль, питаемая ледником, которая только за один летний день может дать до 145 млн. $м^3$ воды и до 112 000 $т$ наносов.

Реки Русской равнины в период оледенения и отступания ледника были похожи на реки Аляски, Исландии и Советской Субарктики (Лав-

рушин, 1963). Очевидно, в подобных условиях опесчаненный крупнозернистый материал откладывался в верхних частях течения приледниковых разливов, ручьев, рек. Это вело к многократной бифуркации и распаду рек и ручьев на отдельные рукава, а также к образованию обширных массивов западровых песков и песчаных отложений в полесьях и мещерах. Эти пески позже подверглись чисто педогеохимическому ожелезнению.

Размывая морену, ледниковые воды уносили на юг и юго-восток механические частицы и растворенные вещества. По мере удаления от границы ледника происходило утяжеление механического состава покрова образующихся отложений. Поэтому в направлении с севера на юг морены волдайского возраста сменяются песками, затем легкими суглинками и наконец тяжелыми суглинками и глинами. Эта картина механической дифференциации прекрасно иллюстрируется составленным нами комплексным профилем (рис. 66).

На Русской равнине в направлении с севера и северо-запада на юг и юго-восток увеличивается засушливость климата, растет расход наземных и грунтовых вод на транспирацию и испарение и вместе с тем увеличивается концентрация растворов. Различные компоненты начинают выпадать в осадок по мере насыщения ими раствора. В ходе движения наземных и подземных вод на Русской равнине к югу первыми из раствора выпадали соединения марганца, железа и затем кремнезема. Вместе с ними в осадок частично выпадали такие микроэлементы, как Cu, Co, Ni. Ярко выраженная аккумуляция соединений марганца и железа и сопутствующих им микроэлементов наблюдается повсеместно в аккумулятивных ландшафтах севера и в заболоченных низинах, поймах и бессточных депрессиях типа Ильменской впадины.

Областью механической аккумуляции кремния в виде кварца является пояс полесий. Химическая же аккумуляция аморфного кремнезема происходила несколько южнее, на территории современной лесостепи.

Гидрогенная аккумуляция кремнезема зафиксирована в профиле серых лесных почв в виде обильных кремнеземистых присыпок буквально через весь профиль почвы и подстилающей породы (с максимумом скопления на глубинах 60—120 *см*).

Расположенные южнее и ниже по уклону местности современные степи, сухие степи и полупустыни являлись в гидроморфный период ареалом накопления углекислого кальция как в рассеянной форме, так и в виде конкреций, прослоев и т. п. В поясе аккумуляции $CaCO_3$ происходило и поныне местами происходит накопление в грунтовых водах и почвах карбонатов и бикарбонатов натрия. Реликты почв содового засоления и современные содовые солончаки и солонцы обнаруживаются в Днепровско-Донецкой и Окско-Донской низменностях, в Среднем Заволжье.

Вследствие значительно большей растворимости сульфатов кальция по сравнению с карбонатами кальция гипс начинал выпадать в раствор значительно южнее, когда сильно возросший расход грунтовых вод на испарение вызывал их достаточно высокое концентрирование. Позже и южнее в отложениях и почвах появлялись и накапливались и другие легкорастворимые соли. Формирование карбонатно-сульфатной коры выветривания происходило поэтому в поймах и разливах нижнего течения ледниковых рек, как это происходит и в настоящее время в поймах рек юга Русской равнины.

Наконец, в областях древних эстуариев, устьев, дельт и в озерно-лиманных разливах у древних морских побережий наряду с $CaCO_3$ и $CaSO_4$ происходило накопление в грунтовых водах, в грунтах и в почвенном профиле таких солей, как Na_2SO_4, $MgSO_4$, NaCl. Здесь же шло накопление соединений B, J, Zn.

Пояс карбонатных и гипсовых аккумуляций, как и пояс аккумуляции легкорастворимых солей (ныне остаточных), последовательно и отчетливо обособляется на южной половине Русской равнины, как это показано на комплексном геохимическом профиле (см. рис. 66).

Дифференциация продуктов разрушения и переноса ледниковых материалов осуществлялась в процессе отложения взвешенного материала, который различался по химическому составу в зависимости от крупности и минералогической природы частиц. Дифференциация еще более усиливалась, когда водно-аккумулятивные наносы освобождались от влияния полойных вод, а грунтовые воды, транспирируясь и испаряясь, привносили растворимые вещества в ранее отложенные наносы и в гидроморфные почвы.

В поймах и дельтах современных крупных рек, сток которых направлен на юг, с известным основанием можно видеть упрощенную модель Русской равнины в период интенсивного таяния ледников и формирования ее как сложной водно-аккумулятивной поверхности.

В послеледниковое время Русская равнина пережила общее поднятие. Ранние этапы поднятий характеризовались обсыханием, которое сопровождалось усилением испарительной гидрогенной и биогенной аккумуляции в породах и почвах подвижных продуктов выветривания и почвообразования. Почвы развивались при высоком уровне пресных грунтовых вод под покровом мощной луговой и лугово-лесной растительности. От этого времени сохранились скопления новообразований, погребенные почвенные горизонты, мощные запасы гумуса и микроэлементов в черноземах и лугово-черноземных почвах, а также пыльца древесных растений в реликтовых торфяниках, расположенных в современной степи.

На последующих этапах периодические разливы и затопления прекратились и на равнине преобладали луговой, лугово-солончаковый, а на юге солончаковый гидроморфный режим почвообразования. На более поздних этапах послеледникового поднятия суши наметилось понижение уровня грунтовых вод, шли ксерофитизация лугов и постепенное исчезновение или сокращение парковых лесов, остепнение луговых почв с преобразованием их в черноземы, рассоление засоленных почв и остепнение солонцов с образованием каштановых почв. Развивалось эрозионное расчленение территории.

Почвы Русской равнины вступили в стадию неоэлювиального развития, протекающую без гидрогенной аккумуляции, но с выраженным биогенным аккумулятивным процессом. Сильное выщелачивание почв и пород на севере и осолонцевание, осолодение и остепнение почв на юге полностью изменили былой лесо-луговой гидроморфный облик раннего послеледникового почвенного покрова (Виленский, 1921; Ковда, 1937, 1950). Однако обширные части территории Русской равнины и до сих пор еще имеют грунтовые воды на глубинах 2—8 *м*, т. е. все еще находятся в стадии гидроморфного или мезогидроморфного режима. Эти территории приурочены к Днепровско-Донецкой, Окско-Донской и Прикаспийской низменностям, Прикубанской и Приазовской равнинам, не говоря уже о морских побережьях, современных дельтах и низких тер-

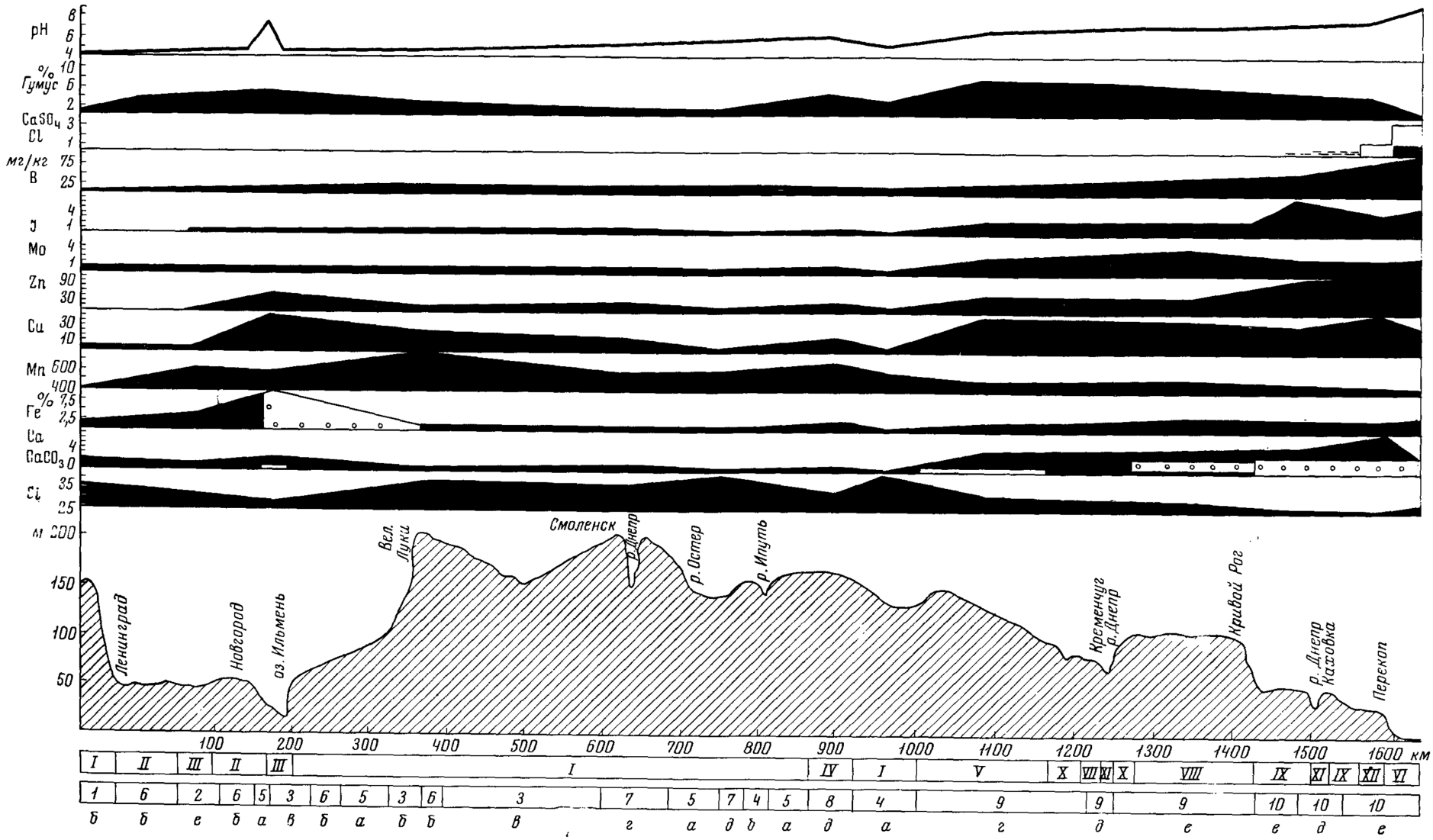


Рис. 66. Комплексный почвенно-геохимический профиль через Русскую равнину (Ковда, Самойлова, 1968)

Почвы:

I — дерново-подзолистые;
II — подзолисто-болотные;
III — дерново-карбонатные;
IV — серые лесные;
V — черноземы выщелоченные;
VI — солончаки, солонцы;
VII — черноземы типичные;
VIII — черноземы обыкновенные;
IX — черноземы южные;
X — черноземы карбонатные;
XI — черноземы луговые;
XII — каштановые солонцеватые.

Почвообразующие породы:

1 — морена карело-кольская;
2 — морена карбонатная;
3 — морена смешанная;
4 — флювиогляциальные отложения;
5 — флювиогляциальные, с высоким подстиланием мореной;
6 — озерные отложения;
7 — некарбонатные лёссовидные суглинки;
8 — слабокарбонатные лёссовидные суглинки;
9 — лёсс;
10 — высококарбонатные лёссовидные суглинки.

Механический состав почвообразующих пород:

а — песчаный;
б — супесчаный;
в — суглинисто-песчаный;
г — легкосуглинистый пылеватый;
д — суглинистый пылеватый;
е — тяжелосуглинистый и глинистый

расах долин. Поэтому многие типы почв Русской равнины (например, серые лесные почвы, черноземы, каштановые) имеют явные следы гидроморфного прошлого: железисто-марганцевые пятна или их мелкие конкреции, висячие горизонты конкреций углекислого кальция и гипса или их прослои, остаточные соли, остаточная солонцеватость. Об этом же свидетельствует высокое содержание монтмориллонита, гидрослюд, наличие погребенных горизонтов и т. д.

Более слабыми или даже предположительными признаками древнего гидроморфизма обладают такие почвы, как подзолистые и бурые лесные, названные нами протерогидроморфными. Ослабление или утрата следов гидроморфизма в них происходит вследствие господства промывного режима либо вследствие кратковременности и относительно слабого проявления палеогидроморфной аккумуляции. Реликтами палеогидроморфизма, нам кажется, следует считать в бурых лесных и подзолистых почвах обогащенность иллювиальных горизонтов железом и гумусом, особенно в форме конкреций и хардпена, следы глубинного оглеения, погребенные горизонты.

Следует подчеркнуть, что на Русской равнине встречаются и изначально автоморфные почвы, развитые на элювии коренных пород. Но занятые ими территории значительно меньше, чем это представлялось раньше.

Закономерности геохимической дифференциации в гипергенной оболочке Русской равнины прослеживаются в комплексном профиле от Карелии к Черному морю. Профиль построен на обширном цифровом материале о составе наносов и почв Русской равнины и является фактическим подтверждением положений, рассмотренных выше (см. рис. 66).

Использованный для составления профиля аналитический материал относится только к почвам и почвообразующим породам ландшафтов, которые находятся в настоящую эпоху в автоморфных условиях (равнинные водоразделы и террасы). Средневзвешенное содержание валовых форм макро- и микроэлементов было рассчитано для метровой толщи почв и выражено для макроэлементов в процентах, а для микроэлементов — в миллиграммах на 1 *кг*. Количество гумуса (в %) и реакция среды даны лишь для гумусовых горизонтов почвы. Механический состав пород и почв (нижняя часть диаграммы) позволяет проследить закономерную дифференциацию кластического материала. В направлении от Карелии к Черному морю наблюдается общая тенденция нарастания глинистости и утяжеление механического состава пород и почв. Региональное распространение каждого пояса (или зоны аккумуляции) показано на схематической карте геохимических ландшафтов Русской равнины (рис. 67).

В северной части профиля представлен вещественный состав морен валдайского оледенения. Вне профиля оказалась карбонатная морена. Но так как материал, слагающий ее, участвует в геохимии Русской равнины, то хотя бы кратко остановимся на характеристике ее важнейших свойств. Все три типа морены сильно различаются, имеют специфические особенности, разную степень и интенсивность выветривания (Шукевич, 1948; Чижиков, 1960):

1) карело-кольская морена — грубая, хрящеватая, большей частью песчаная, слабовыветрелая, содержит валуны гранитов и гранито-гнейсов, для минералогического состава ее характерно присутствие сравнительно больших количеств темноокрашенных минералов тяжелой фракции, среди которых преобладает роговая обманка, довольно высокое

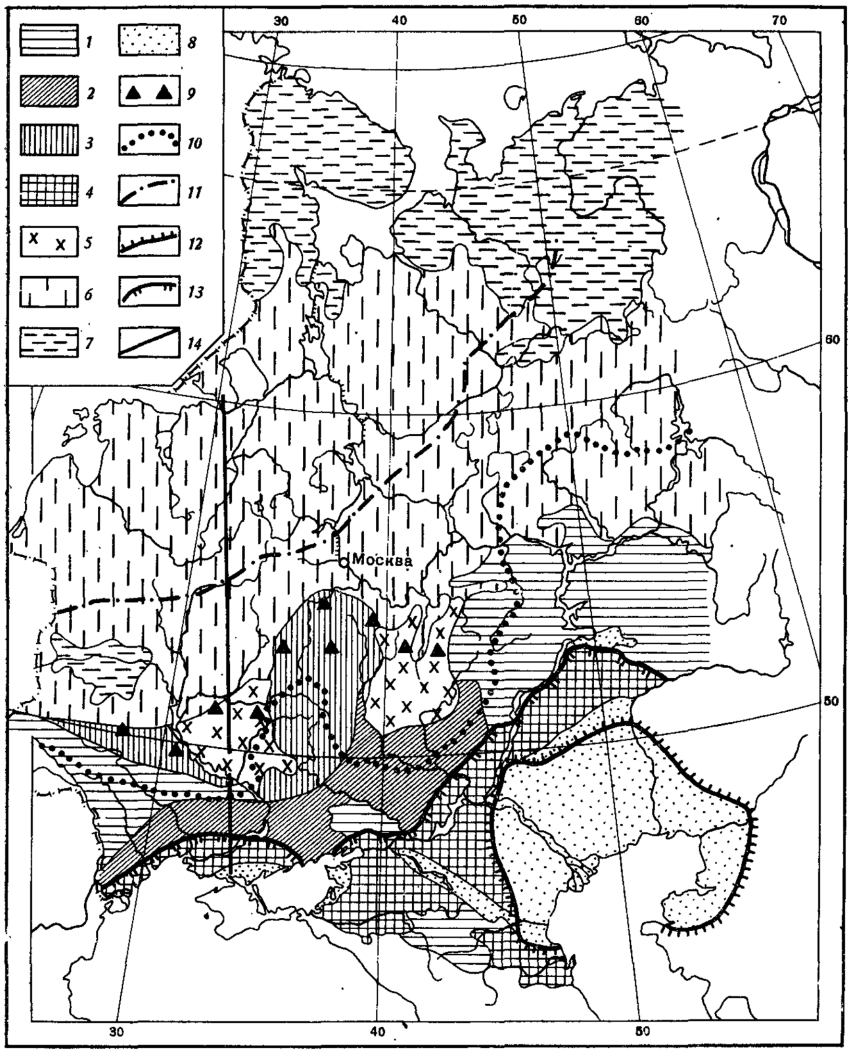


Рис. 67. Схематическая карта почвенно-геохимических ландшафтов Русской равнины

Ландшафты:

1 — элювиально-делювиальные;

2 — неоэлювиальные протерогидроморфные сульфатно-карбонатной аккумуляции;

3 — неоэлювиальные палеогидроморфные карбонатной аккумуляции;

4 — то же, хлоридно-сульфатно-карбонатной аккумуляции;

5 — то же, карбонатной аккумуляции с очагами современной карбонатной и сульфатно-содовой аккумуляции;

6 — то же, ферритной аккумуляции с современным делювиальным гидроморфизмом, сопровождающимся ферритной аккумуляцией;

7 — неоэлювиально-гидроморфные и палеогидроморфные ферритной аккумуляции;

8 — гидроморфные хлоридно-сульфатной, сульфатно-хлоридной и хлоридной аккумуляции;

9 — предполагаемая область наиболее значительной палеогидроморфной аккумуляции кремнезема;

10 — граница днепровского ледника;

11 — граница валдайского ледника;

12 — граница хвалынской трансгрессии;

13 — предполагаемая северная граница дельт ледниковых потоков в период днепровского оледенения;

14 — линия почвенно-геохимического профиля, приведенного на рис. 66

содержание полевых шпатов. Это находит отражение в значительных запасах в почвах (несмотря на легкий механический состав) кальция, железа, кобальта, меди. В тонкодисперсной фракции моренных отложений преобладают гидрослюды, в южной части появляется каолинит;

2) скандинавская морена характеризуется большей частью суглинистым механическим составом, содержит валуны гранитов, реже с примесью известковых пород; в минералогическом составе преобладают кварц, полевые шпаты и слюды. Для тонкодисперсной фракции типично господство гидрослюд и смешаннослойных минералов хлорито-вермикулитно-монтмориллонитного состава. Породы морены более выветрелые, особенно в южной части (смоленско-брянская территория), с низким содержанием кальция, кобальта, меди, цинка. Железа и марганца имеется довольно много, очевидно за счет частичной аккумуляции их в «исходной» зоне;

3) карбонатная морена большей частью тяжелосуглинистая с валунами известковых пород. Среди минералов преобладает кальцит, нередко с примесью сидерита. Порода богата кальцием, магнием, относительно обеднена железом и кремнием. Характеризуется значительным запасом микроэлементов (меди, ванадия, марганца, хрома). Карбонаты для таких микроэлементов, как Cu, V, Cr, служат своеобразным геохимическим барьером, предохраняющим их от вымывания даже в условиях промывного типа водного режима и избыточного увлажнения. Это положение может быть иллюстрировано на примере распределения микроэле-

Таблица 47

Микроэлементы в почвах сопряженных почвенно-геохимических ландшафтов Русской равнины

(Якушевская, 1967)

Тип отложений, ландшафта	Элемент ландшафта	Fe подвижное, %	Mn	Cu	Co	V	Cr	Zn	J	Mo	B
			мг/кг								
Мореиный (кислый)	Автоморфный	0,3	807	9	—	80	88	—	1	—	—
	Гидроморфный	2	12 590	56	—	144	204	—	3,7—18	—	—
Моренный (карбонатный)	Автоморфный	—	1 380	26	—	120	104	—	—	—	—
	Гидроморфный	—	3 981	15	—	81	52	—	—	—	—
Покровные суглинки (Клязьма)	Автоморфный	—	1 300	56	5	17	30	—	—	—	—
	Гидроморфный	—	2 200	70	34	140	120	—	—	—	—
Покровные суглинки (Ярославская область)	Автоморфный	—	590	9	5	—	—	36	—	1,7	—
	Гидроморфный	—	620	16	10	—	—	57	—	2,3	—
Лёссовидные суглинки ополья)	Автоморфный	—	630	16	25	60	91	—	—	—	—
	Гидроморфный	—	720	38	29	74	89	—	—	—	—
Флювиогляциальный	Автоморфный	—	339	3	—	6	—	—	—	—	—
	Гидроморфный	—	257	24	—	24	сл.	—	—	—	—
Черноземные степи	Автоморфный	—	817	34	18	175	81	—	4,5	—	—
	Гидроморфный	—	735	32	15	104	66	—	7,1	—	—
Почвы сухой степи	Автоморфный	—	—	—	—	—	—	—	—	50	1,5
	Гидроморфный	—	—	—	—	—	—	—	—	170	109

ментов по почвам основных сопряженных ландшафтов района распространения карбонатной морены. Максимум содержания этих микроэлементов приурочен к почвам водоразделов и минимум — к гидроморфным условиям. Эта закономерность обратна обычному явлению интенсивной аккумуляции микроэлементов в гидроморфных ландшафтах (табл. 47).

Такова краткая характеристика современного состава, который является «исходным» для формирования водно-аккумулятивных покровов и палеогидроморфных почв Русской равнины.

Пояс геохимической аккумуляции железа и пояс аккумуляции марганца и их спутников представлены на профиле обширной Ильмено-Волховской низиной, окруженной моренными ландшафтами. Здесь наблюдается особенно интенсивное накопление в породах и почвах железа, марганца, кобальта, меди, цинка. Одновременно отмечается относительное уменьшение кремнезема. Некоторая аккумуляция кальция в этой же зоне обусловлена выносом продуктов из карбонатной морены.

Ареал накопления Fe очень широк и охватывает как сами моренные ландшафты (ныне элювиальные коры выветривания), так и заходит далеко на юг в аккумулятивные коры выветривания, включая области подзолистых и серых лесных почв. На профиле это иллюстрируется составом почв ополий на лёссовидных малокарбонатных суглинках. Здесь благодаря отмучиванию из размытой морены более тонкодисперсной фракции увеличивается содержание (по сравнению с мореной) цинка, кобальта, меди, молибдена, железа. Это область распространения протерогидроморфных почв ферритно-марганцовой аккумуляции (см. рис. 65). Ареал аккумуляции Fe прослеживается в ослабленной форме и еще южнее, в степных и сухостепных условиях. В последнем случае только в гидроморфных ландшафтах, где выраженность процессов накопления всех элементов всегда наибольшая.

В поясе наиболее интенсивной аккумуляции элементов семейства железа процесс накопления выражен не только в повышенном содержании валовых форм железа и марганца в почвах, но и в присутствии типоморфных железистых новообразований и гипергенных железосодержащих минералов: железистые и марганцовистые пленки, трубки, ортзанды, ортштейны, минералы группы гидрогетита, ферригаллуазита и нонтронита (табл. 48 и 49).

Особенно четко проявляется процесс аккумуляции в гидроморфных и субаквальных ландшафтах как в почвах и в железисто-марганцовистых конкрециях, так и в болотных и озерных рудах. Например, содержание валового железа в луговых пойменных почвах Москвы-реки достигает 10%, подвижного железа — 40%, в почвах поймы р. Клязьмы соответственно 15 и 5%, содержание марганца — больше 1% в почвах и до 14% в конкрециях (Добровольский, Лобутев, 1962). Меди, ванадия, хрома в пойменных почвах всегда в 2—3 раза больше, чем в почвах водораздельных (Добровольский, Якушевская, 1960). Подсчитано, что в бассейне р. Онеги в год с 1 *км*^{2} выносится с водоразделов 20—30 *кг* железа, в бассейне р. Мсты — около 100 *кг*. Содержание железа в болотных и озерных рудах Карелии, Мещеры, Полесья достигает 60% и более. Известно также, что в сапропеле озер накапливаются кобальт, медь, ванадий, марганец, цинк и др.

Содержание железа в почвенно-грунтовых водах таежной зоны — 3—4 *мг/л*, в почвенном растворе — 6—8 *мг/л*, в водах ключевых болот — до 200 *мг/л*. Речные и грунтовые воды таежных областей характеризуются

Таблица 48

Состав новообразований в породах и почвах Русской равнины
(Добровольский, 1966)

Тип новообразований, ландшафта	Макроэлементы, %						Микроэлементы, *мг/кг*						
	Si	Al	Fe	a	g	$CaCO_2$ или $CaSO_3$	n	V	Cu	Mo	Co	Sr	Ba
Железистые конкреции, моренный автоморфный ландшафт	6,0	3,5	38	0,6	1,2	—	10 000	250	150	100	—	—	—
Болотная руда, моренный гидроморфный ландшафт	1,6	1	62	1,4	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—
Озерная руда, полесье, гидроморфный ландшафт	1,6	5	47	Сл.	Сл.	—	—	—	—	—	—	—	—
Карбонатные конкреции, степные почвы, автоморфный ландшафт	5	0,9	0,7	33	0,6	$CaCO_3$ 83	380	58	50	5	9	750—2700	500
Гипсовые конкреции, почвы сухих степей, автоморфный ландшафт	3,5	—	0,07	29	Сл.	$CaSO_4$ 91,6	75	10	14	Сл.	5	3500—6000	—

Таблица 49

Новообразования и вторичные минералы в почвах и породах элювиальных ландшафтов Русской равнины
(Македонов, 1966)

Тайга		Лесостепь		Степь		Пустыня	
новообразования	гипергенные минералы	новообразования	гипергенные минералы	новообразования	гипергенные минералы	новообразования	гипергенные минералы
Железистые и марганцовистые пленки, ортзанды, ортштейны, скопления фосфатов железа	Гидрогетит, ферригаллуазит, гидрослюды, нонтронит, смешаннослойные	Журавчики, псевдомицелий, мелкие Fe-и Mn-конкреции	Кальцит, гидрогетит, гидрослюды, смешаннослойные	Белоглазка, карбонатные и гипсовые конкреции	Кальцит, монтмориллонит	Гипсовые стяжения, карбонатные конкреции и прожилки, белоглазка, легкорастворимые соли	Галит, гипс, тенардит, кальцит, моитмориллонит

также повышенным содержанием кремния, марганца, меди, цинка, т. е. тех элементов, которые выпадают в осадок в почвах низменностей, пойм, дельт. Кремнезем здесь участвует в синтезе вторичных минералов, в образовании опала, вторичного кварца.

Пояс геохимической аккумуляции кремния обособляется севернее пояса аккумуляции железа, в форме кварца (результат механической дифференциации). Однако несколько южнее, на территории современной лесостепи, происходило интенсивное отложение аморфного пылеватого кремнезема (присыпка) и микроконкреций кремния в виде опала, халцедона, первичного и вторичного кварца. Этот вопрос еще мало изучен, и материалов, характеризующих это явление, мало, хотя достоверные факты для аналогичных условий в Азии описаны ранее (Ковда и др., 1958; Зимовец, 1963; Славный, 1969).

Пояс карбонатной аккумуляции весьма четко обособлен. Он охватывает южную лесостепь и всю степь. Это группа относительно молодых палеогидроморфных ландшафтов Тамбовской и Приднепровской низменностей с очагами современной карбонатной и содовой аккумуляции и господством в почвенном покрове выщелоченных и типичных черноземов, среди которых отдельными массивами встречаются луговые черноземы, луговые почвы, содовые солончаки и солоди. Сюда относится группа более «старых» палеогидроморфных ландшафтов северных склонов Волыно-Подольской и Приднепровской возвышенностей, Среднерусской возвышенности (кроме северной части). Эта территория заливалась талыми водами лишь в период максимального оледенения. В породах и почвах от былого гидроморфизма сохранились горизонты аккумуляции карбонатов кальция и магния, а также конкреции соединений железа, марганца.

Для этого пояса характерно повышенное содержание в почвах валового кальция, магния, кобальта, меди, цинка, молибдена, стронция, бора, йода. Типично присутствие журавчиков, псевдомицелия, белоглазки, рыхлых карбонатных стяжений, а также гидрослюд, смешаннослойных и монтмориллонитовых минералов. В карбонатных конкрециях вместе с кальцием накапливаются в больших количествах стронций и барий. В гидроморфных элементарных ландшафтах наблюдается еще бо́льшая по сравнению с водоразделами аккумуляция кальция, но не столь четко выраженная, как на севере для железа. Здесь же можно отметить накопление сульфатов и карбонатов натрия. Речные воды здесь гидрокарбонатно-кальциевого типа с повышенным содержанием брома и йода. Микроэлементы семейства железа практически не участвуют в местном перераспределении по элементарным ландшафтам (пониженная миграционная способность их в присутствии карбонатов кальция), что выражается в отсутствии их аккумуляции в поймах и пониженном содержании в речных водах. Общий высокий уровень содержания этих элементов в почвах определяется, очевидно, приносом их в прошлом с севера при формировании лёссов и последующей фиксацией в карбонатной аккумулятивной коре выветривания.

Пояс карбонатно-сульфатной аккумуляции включает палеогидроморфные ландшафты Причерноморской низменности, равнин Сыртового Заволжья, южной части Приволжской возвышенности (с высотами меньше 150—200 *м*), Ергеней, Кума-Манычской гряды. Это древние водно-аккумулятивные области, лежащие в пределах предполагаемых древних устьев и дельт ледниковых и послеледниковых разливов, рек и потоков. После максимального оледенения эта часть суши была приподнята на

разные уровни, притом Причерноморская низменность была поднята меньше других древнедельтовых аллювиальных равнин. В ходе длительного высыхания территории гидроморфные почвы обогащались карбонатами, сульфатами, хемогенными глинами. Дальнейшее поднятие привело к их остепнению и формированию карбонатных и южных черноземов, каштановых почв, степных солонцов. Эти почвы характеризуются высоким содержанием карбонатов, иногда наличием остаточного гипса и легкорастворимых солей. О вторичном характере остепнения этих ландшафтов свидетельствует широкое распространение остаточных солонцов и солонцеватых почв.

К этой же группе палеогидроморфных дельтово-аллювиальных ландшафтов мы относим Прикубанские и Придунайские низменности. Они отличаются от остальной части территории меньшим содержанием легкорастворимых солей и гипса. Здесь, однако, сохранились и горизонты аккумуляции углекислого кальция и соды и, что особенно интересно, монтмориллонитовые слитые почвы.

К этому же поясу должны быть отнесены и протерогидроморфные ландшафты Приднепровской возвышенности, водораздела рек Дон — Северный Донец, Калачской возвышенности. Вся эта территория вследствие приподнятости испытала менее длительный период гидроморфизма, который, однако, оставил следы в виде горизонтов аккумуляции карбонатов и гипса, а также встречающихся в лёссе гидрогенных минералов, таких, как пирит, марказит, сидерит (Веклич, 1957). После отступания днепровского ледника территория была приподнята на несколько десятков метров и раньше, чем окружающие низменности, вышла из гидроморфного режима (Ковда, Самойлова, 1966).

Обычно ныне автоморфные (но в действительности палеогидроморфные), эти почвы характеризуются погребенными почвенными горизонтами, скоплениями на больших глубинах (5—8 *м*) полуторных окислов, повышенным содержанием кальция, цинка, молибдена, бора, йода, стронция, бария, серы и хлора. Для них характерно наличие карбонатных и гипсо-

Таблица 50

Средний состав вод различных ландшафтов Русской равнины

Ландшафт	Вода	Макроэлементы, *мг/л*									Микроэлементы, *γ/л*						
		Fe	Si	Al	Ca	Mg	Na	HCO_3'	SO_4''	Cl'	B	Br	J	Mn	Cu	Zn	Sr
Моренный	Речная	2	1,5	—	21	0,3	—	72	3,6	5,2	30	21	5	62	98	144	—
	Грунтовая	2	9,0	0,5	21	3,0	—	—	3,5	—	—	—	2	50—350	1,6—200	1	56—490
Ополья	Речная	—	—	—	85	13	—	117	182	7	—	—	—	20	15	—	1600
	Грунтовая	—	—	—	127	25	—	322	134	6	—	—	—	20	3	—	1600
Полесье	Речная	1,3	—	—	15	2,4	—	61	5,8	3,7	—	22	3,8	38	6,6	—	—
	Грунтовая	1,5	—	—	20	10	5	100	20	10	—	—	—	7	6	—	—
Черноземные степи	Речная	—	—	—	56	12	—	195	13	9	15	38	15	8,5	12	58	—
	Грунтовая	0,3	3	1,4	72	25	69	35	81	21	—	—	—	—	—	—	—
	»	0,3	4	1,1	66	36	16	30	48	7	—	—	0,6	—	—	—	—
Сухие степи	Речная	—	—	—	82	18	—	260	112	44	81	112	30	3	5	7	—
	Грунтовая	—	—	—	432	338	Na+K 3720	300	4800	1645	—	—	8	—	—	—	—

вых новообразований с высокой концентрацией в их составе стронция и бария. Из гипергенных минералов типично присутствие гипса, тенардита, кальцита и монтмориллонита.

В гидроморфных макроландшафтах юга Русской равнины и теперь накапливаются легкорастворимые соли: хлориды и сульфаты и одновременно с ними бор, йод, бром. Речные воды содержат также повышенные количества названных микроэлементов и обогащены сульфатами и хлоридами (табл. 50). В грунтовых водах концентрация последних может достигать 10—30—50 *г/л*. Южный участок профиля — это район Сивашей. Здесь представлены типичные современные гидроморфные ландшафты сульфатно-хлоридной аккумуляции.

К современным гидроморфным ландшафтам хлоридно-сульфатной, сульфатно-хлоридной и хлоридной аккумуляции (содовой и содово-сульфатной) следует отнести также низовья рек Прикубанской низменности, Манычскую впадину и большую часть Прикаспийской низменности и Приазовья. Это дельтово-аллювиальные области интенсивного современного соленакопления, представляющие аккумулятивные равнины с высоким уровнем грунтовых вод, что и обусловливает в аридном климате активное засоление почвенной толщи.

Заканчивая рассмотрение явлений дифференциации вещества в гипергенной оболочке Русской равнины, нашедших отображение на меридиональном профиле, необходимо подчеркнуть следующие основные моменты: пояс накопления железа и марганца и их спутников обособлен на севере; несколько южнее сформирован пояс аккумуляции кремния; далее распространена обширная область аккумуляции карбонатов кальция и вместе с ними цинка, меди, молибдена, кобальта; еще южнее к карбонатам кальция присоединяются сульфаты (иногда сода), увеличивается содержание цинка, бора, йода, стронция.

Помимо дифференциации химических элементов, в этом же направлении отмечается и дифференциация механических частиц, выражающаяся в общей тенденции утяжеления механического состава пород и почв к югу и нарастания монтмориллонитообразования.

Сложнее и своеобразнее история ландшафтов с «извечно» автоморфными почвами. Это территория высоких равнин: Приволжской, Волыно-Подольской и Ставропольской возвышенностей, Донецкого кряжа и Высокого Заволжья. Однако и в этих ландшафтах значительная часть почв развивалась не без влияния делювиально-бокового притока влаги растворов.

Вне рассмотрения осталась большая группа мезогидроморфных ландшафтов северной тайги с глеево-подзолистыми почвами и районов распространения в таежной зоне подзолисто-глеевых почв.

ГЕОХИМИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ПОЧВАХ И КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ[1]

Значение и роль микроэлементов

Элементы, содержащиеся в организмах в очень небольших количествах, порядка $10^{-3}\%$ и меньше, в научной литературе принято называть микроэлементами (Вернадский, 1933). Этот термин условный, так как

[1] Раздел написан И. В. Якушевской и В. А. Ковдой.

известен ряд «типичных» микроэлементов, количество которых в организмах достигает 10^{-2}—10^{-1}% (B, Mn, Zn). Вероятно, при определении микроэлементов необходимо учитывать не столько количественную сторону, сколько их специфическую роль в живом веществе.

Начало учению о микроэлементах положено трудами В. И. Вернадского, В. М. Гольдшмидта, А. Е. Ферсмана, А. П. Виноградова. На необходимость микроэлементов для развития организмов указывал К. А. Тимирязев (1872).

Микроэлементы участвуют в таких важнейших биохимических процессах, как дыхание (Mg, Fe, Cu, Zn, Mn, Co), фотосинтез (Mn, Fe, Cu), синтез белков (Mg, Mn, Fe, Co, Cu, Ni, Cr) и кроветворение (Co, Cu, Mn, Ni, Zn), белковый, углеводный и жировой обмен веществ (Mo, Fe, V, Co, W, B, Mn, Zn), синтез гумуса (Fe, Cu) и пр. Роль их в этих процессах сводится в основном к инициированию, направлению и активации реакций как в составе ферментативных и гормональных систем, так и вне их. В настоящее время установлено участие микроэлементов в составе $^1/_3$ известных ферментов. Так, в карбоангидразе содержится цинк, в каталазе — железо, в уриказе — медь, в пролидазе — марганец, в карбоксилазе — марганец, кобальт, медь, железо, кадмий, цинк, а в энолазе — магний, марганец, цинк (Школьник, 1963).

Организмы весьма требовательны к определенной концентрации микроэлементов в среде, к набору, соотношению и формам их соединений. Недостаток и избыток микроэлементов в почвах (среда, из которой они поступают в организмы) одинаково вредно сказываются на развитии организмов, вызывая в крайних случаях эндемические заболевания растений, животных, человека. С недостатком меди связаны суховершинность плодовых деревьев, атаксия овец и крупного рогатого скота; избыток меди приводит к заболеванию скота анемией, к перерождению печени. При недостатке цинка развивается «розеточная болезнь» плодовых деревьев, пятнистость листьев у цитрусовых, прекращение роста, паракератоз животных; избыток цинка может вызвать анемию у животных. Однако в районах с повышенным или пониженным содержанием микроэлементов эндемические заболевания охватывают не все организмы, а только некоторые виды, а среди последних — лишь 5—20%, реже до 40%. Это обусловлено различной чувствительностью отдельных видов и особей к одним и тем же концентрациям микроэлементов и способностью к адаптации в среде с «ненормальным» содержанием микроэлементов. Отсюда большая трудность в определении критических концентраций микроэлементов в почвах и растениях.

Недостаток или избыток какого-либо микроэлемента вреден не только «сам по себе», но и потому, что при этом понижается усвояемость других элементов из-за нарушения их соотношения в среде. Например, при недостаточном содержании Mo в растениях и почвах происходит накопление меди в животных организмах, сопровождающееся развитием анемии; при избыточном содержании Mo в растениях обнаруживается дефицит Cu в животных организмах и развитие соответствующих болезней. При низком уровне Co и Mn понижается усвояемость йода. Наиболее изучено взаимное влияние следующих групп микроэлементов: J—Co—Cu—Mn, Cu—Mo—Pb, Ni—Cu, Mo—Cu.

Соотношение микроэлементов и пороговая концентрация отдельных элементов определяются не только их кларками, но и доступностью организмам отдельных форм соединений. При достаточно высоком валовом содержании микроэлементов может наблюдаться одновременно де-

фицит их подвижных форм, обусловленный высокой прочностью соединений, неподвижностью и неусвояемостью их (например, медь в торфяниках; медь, марганец и железо в известковых почвах).

Препараты из микроэлементов используются в сельском хозяйстве и медицине для профилактики и лечения заболевания растений, животных, людей. Не менее важное практическое значение имеют микроэлементы в поисковой геологии как индикаторы на рудные и нефтеносные месторождения. Над рудными телами и нефтеносными бассейнами в почвах и водах создаются «ореолы» рассеяния, характеризующиеся аномально повышенным содержанием соответствующих микроэлементов. Растительность в районах месторождений нередко претерпевает ряд морфологических и химических изменений, служащих непосредственными индикаторами на присутствие тех или иных элементов, например избыток марганца вызывает покраснение стебля и черенка листьев, хлороз, скручивание и отмирание краев листьев; при избытке хрома листья становятся желтыми с зелеными жилками, а избыток кобальта приводит к белой пятнистости на листьях (Малюга, 1963). Возможно также развитие специфической флоры, присущей только определенным типам месторождений. Так, по данным того же автора, клюзия (Clusia rosea) является индикатором для железа, смолка (Viscaria alpina) — для меди, рута (Ruta graveoleus) — для цинка, а бурачок (Alyssum murale) — для никеля. При помощи биогеохимического поискового метода было обнаружено большое количество рудных месторождений в США, Швеции, СССР (Сибирь, Армения, Урал).

А. Е. Ферсман обратил внимание еще на одну особенность микроэлементов — их «красящую» способность. Незначительная примесь микроэлементов в минералах придает цвет, яркость тонов и многообразие оттенков. К хромофорам относятся элементы семейства железа: Ti, V, Mn, Cr, Fe, Co, Ni, а также W, Mo, U, Th. Все эти элементы обладают высокой степенью поляризации. «Это и есть красители мира — основа ярких и чистых тонов, красота драгоценного и цветного камня и ценность искусственных стекол» (Ферсман, 1936). Например: голубой цвет сапфиров обусловлен примесью титана, хрома, фиолетовый аметист — соединений марганца, а красные оттенки рубина и шпинели связаны с наличием хрома.

Колоссальна роль микроэлементов в промышленности и сельском хозяйстве. Развитие таких важных отраслей, как металлургия и химия, а также энергетика и оборонная промышленность, производство удобрений и медикаментов немыслимы без микроэлементов. Применение и употребление многих микроэлементов известны человечеству с древних веков (Ферсман, 1954):

Время	Элементы
Древние века	Fe, Au, Cu, Sn, Hg, Pb, Ag
До XVIII в.	As, Bi, Co, B, Ni
XVIII в.	Ir, J
XIX в.	Ba, Br, V, Cd, Mn, Mo, Os, Pd, Ra, Sr, Ta, F, Th, U, Cr, Zr,
XX в. (по данным 1915 г.)	Li, Ti
XX в. (с 1915 до 1932 г.)	Be, Se, Rb, Hf, Re, Tl, Cs

С каждым годом вовлекаются все новые и новые элементы в сферу практической деятельности человека. Последние десятилетия знаменуются широким использованием радиоактивных изотопов, микроэлементов

в медицине, промышленности, научной работе. А. Е. Ферсман, крупнейший ученый и мечтатель, рисуя картину будущего человечества, писал: «В борьбе за недра человек использует всю горную массу. Никаких отбросов, никаких неиспользованных пустых пород. Все будет служить промышленности, вся Менделеевская таблица будет использована...» (Ферсман, 1954, стр. 399).

Источники микроэлементов в почвах

Главным источником поступления микроэлементов в почвы являются материнские горные породы. Набор и содержание в них микроэлементов определяют характерные особенности микроэлементного состава почв. В результате почвообразовательного процесса происходит перераспределение отдельных микроэлементов по генетическим горизонтам, частичная потеря одних и накопление других, но специфические особенности в химии микроэлементов, унаследованные почвой от породы, сохраняются.

Кроме горных пород, микроэлементы могут поступать в почву с метеоритной и космической пылью, вулканическими газами, с морскими брызгами и из океана, почвенно-грунтовых вод и наконец в результате геохимической деятельности человека. Количественная сторона поступления микроэлементов из разных источников изучена еще недостаточно, так же как не всегда точно известен их состав.

С космической и метеоритной пылью возможно поступление всех известных микроэлементов. Более ограничен набор микроэлементов, поступающих на поверхность с вулканическими газами, горячими источниками, газовыми струями. Это в основном легколетучие соединения, выделяющиеся при дегазации вещества верхней мантии: HF, HCl, HBr, HJ, $B(OH)_3$, и принимающие затем участие в составе атмосферы, океанов и внешней оболочки земли. Вынос галогенидов и бора на поверхность земли происходит пропорционально их содержанию в породах мантии. Ныне действующие вулканы выделяют в атмосферу в течение года около 1 млн. *т* HF или HCl.

Поступление микроэлементов в почвы с морскими брызгами и из океана имеет локальное значение и ограничено определенным составом микроэлементов (Cl, Br, F, J, Li, Rb, Cs).

В почвы гидроморфного ряда микроэлементы в значительной мере поступают с почвенно-грунтовыми водами. При выпадении в осадок соединений из почвенно-грунтовых вод почвы могут обогащаться следующими элементами: B, J, Fe, Co, Ni, Zn, V, Cu, Ba, Sr, Li, Cs, Rb.

К общему, но мало изученному источнику поступления микроэлементов в почвы относится геохимическая деятельность человека, размах которой увеличивается с каждым годом. Грандиозный масштаб геохимической деятельности человека может быть проиллюстрирован на нескольких конкретных примерах. Ежегодно в результате дорожных, строительных и других работ образуется около 1 $км^3$ пыли, оседающей затем на поверхности земли. Размельчение пород и почв способствует повышению интенсивности процессов миграции элементов и их реакционной способности.

Из недр земли на ее поверхность ежегодно извлекается 25—30 млрд. *т* горных пород, продукты переработки которых и отходы частично поступают в почву. Нередко на поверхность земли при этом попадают микроэлементы в форме, не характерной для зоны гипергенеза, например са-

мородные железо, медь, никель и т. д. В атмосферу непрерывно поступают продукты техногенеза — соединения мышьяка, селена, серы и другие (Перельман, 1966).

В виде удобрений в почву ежегодно вносятся миллионы тонн макро- и микроэлементов.

За последние десятилетия появился новый источник микроэлементов, связанный с деятельностью человека,— ядерные взрывы, в результате которых образуются искусственные изотопы Sr^{90}, Cs^{137}, Co^{60} и другие, оседающие на почве в виде пыли. С атмосферными осадками в почву поступают Ce^{144}, La^{140}, Ba^{140} и т. д.

Долгоживущие радиоизотопы, попадая в почву, участвуют в дальнейшем во всех процессах миграции и аккумуляции веществ как в почвенном профиле, так и в компонентах биосферы.

Как уже говорилось, основным источником поступления микроэлементов в почвы являются материнские горные породы.

Магматические ультраосновные породы, содержащие минералы типа оливина, пироксенов, амфиболов, характеризуются высоким содержанием микроэлементов семейства железа (Ni, Co, Mn, Cu, V, Cr, Zn).

Основные породы, в состав которых входят, кроме того, еще и основные плагиоклазы, имеют более разнообразный набор микроэлементов: помимо семейства железа, они содержат Li, Sr, Cs, Pb, Ba.

В среднекислых и кислых породах, где преобладают плагиоклазы и калиево-натриевые полевые шпаты, состав микроэлементов резко отличный. Главную роль начинают играть такие микроэлементы, как Rb, Be, Sr, F, Ga, Li, Mo, Zr, U, Ra, а микроэлементы семейства железа приобретают подчиненное значение (табл. 51).

Таблица 51

Среднее содержание микроэлементов в породах, *мг/кг*

Породы	Mn	Co	Cu	Zn	B	Mo	J
Основные магматические	2200	45	140	130	5	1,4	0,5
Кислые магматические	600	5	30	60	17	1,9	0,4
Сланцы	670	23	57	80	100	2,0	1,0
Морские глины	До 8000	До 38	До 130	50	230	0,7—9	До 200
Лёссы и лёссовидные суглинки	500	15	25	70	50	3,3	0,7—1,1
Озерно-ледниковые тяжелые суглинки и глины	800	10	25	54	—	—	1,0
Покровные суглинки	600	10	23	49	18	3,15	0,9—1,0
Суглинистая морена	600	9	20	47	22	2,9	0,9
Супесчаная и песчаная морена	350	6	12	28	20	0,8	0,1
Пески флювиогляциальные, озерные и древнеаллювиальные	200	2	5	14	10	0,8	0,1

Образующиеся при выветривании магматических пород коры выветривания и осадочные отложения значительно отличаются от изначальных пород по минералогическому, а следовательно, и микроэлементному составу.

Как правило, выщелоченные сиаллитные кислые коры выветривания обеднены большинством микроэлементов, сиаллитные обызвесткован-

ные коры содержат значительное количество и набор микроэлементов. Аккумулятивные гипсоносные и засоленные коры выветривания обогащены более подвижными микроэлементами (Ba, Sr, Cu, B, J, Li, Cs, Rb).

В пределах каждого типа коры выветривания количество и состав микроэлементов изменяются в зависимости от механического состава и наличия примесей органического вещества. Содержание большинства микроэлементов возрастает с утяжелением механического состава и увеличением содержания органических веществ.

Метаморфические породы обычно наследуют микроэлементный состав осадочных отложений, из которых они образовались.

Для микроэлементов семейства железа можно наметить следующий ряд почвообразующих пород (в порядке убывания содержания микроэлементов): основные магматические породы>сланцы битуминозные>>морские глины>кислые магматические породы>лёссы и озерно-ледниковые тяжелые суглинки и глины>покровные суглинки>суглинистая морена>супесчаная и песчаная морена>пески флювиогляциальные, древнеаллювиальные и озерные.

Для бора и йода ряд несколько изменяется: морские глины и тяжелые суглинки>сланцы битуминозные>лёссы>покровные суглинки>>суглинистая морена>кислые магматические породы>основные магматические породы>супесчаная и песчаная морена>пески.

Для молибдена ряд практически такой же, за исключением морских отложений. Наибольшее содержание Mo характерно для органогенных пород; морские отложения, как правило, беднее Mo, чем континентальные. В ряде случаев возможен очень высокий кларк Mo, например в пелагических илах (табл. 52).

Таблица 52

Содержание некоторых микроэлементов в морских отложениях, *мг/кг*

(Виноградов, 1967)

Микроэлемент	Известковые породы	Кремнистые илы	Пелагические илы
Cu	338	370	400
Co	91	200	100
V	300	460	390
Mo	20	38	17
Mn	2670	4000	3800

Среди осадочных пород на суше земного шара наиболее распространены глинистые и суглинистые, второе место по площади занимают песчаные и третье — карбонатные отложения. Соотношение этих групп составляет 5 : 3 : 2 (Рухин, 1953).

Закономерности миграции микроэлементов на суше

Миграционная способность элементов может быть охарактеризована отношением количества атомов элемента, перешедших в подвижное состояние (в воду), к количеству атомов того же элемента в породах или

почвах, т. е. может быть выражена в виде коэффициента водной миграции:

$$K_x = \frac{m_x \cdot 100}{a \cdot n_x},$$

где m_x — содержание микроэлементов в воде, *г/л*; n_x — содержание микроэлемента в почве, %; a — сумма минеральных веществ, растворенных в воде, *г/л*.

В водах может содержаться одинаковое количество элементов, а подвижность их будет различной. Например, содержание урана и железа в водах одного порядка — $1 \cdot 10^{-4}$%, а интенсивность миграции различна: урана высокая, железа незначительная. Определяется это тем, что урана в горных породах мало ($2{,}5 \cdot 10^{-4}$%), а железа много. Доля урана, перешедшего в раствор, значительна (40%), а железа нет (0,002%).

Микроэлементы в ландшафте могут передвигаться разными путями; различают водную, биогенную и воздушную формы миграции.

Водная миграция микроэлементов . Вода — своеобразное связующее звено в системе: организмы — почвы — породы — атмосфера. Обмен веществ, в том числе и микроэлементов, в этой сложной многокомпонентной системе осуществляется в основном через жидкую фазу — почвенный раствор, грунтовые и поверхностные воды. Общая направленность водной миграции — рассеяние, перенос, передвижение, хотя неизбежна и аккумуляция при испарении и концентрировании и т. д.

Характер и форма водной миграции микроэлементов определяются как внутренними, так и внешними факторами. К внутренним факторам миграции относятся свойства самого элемента, его реакционная способность, характер его соединений. Внешние факторы миграции — это условия, в которых происходит миграция: температура, влажность, величина pH, Eh, наличие органического вещества, минеральных компонентов и т. д.

Свойства элемента находят отражение в величине ионного потенциала (картль), т. е. отношении валентности или заряда иона к его радиусу.

Представление об ионном потенциале и роли его в геохимических процессах разработано в трудах Картледжа, А. Ф. Капустинского, Ю. В. Ходакова, В. М. Гольдшмидта, А. Е. Ферсмана. Ферсман (1937) подчеркивал энергетический характер величины ионного потенциала и связь его с величиной энергии ионов. Ю. В. Ходаков (1954) обращал особое внимание на величину ионного потенциала как индикатора на основность элемента. Гольдшмидт (1938) использовал ионные потенциалы для объяснения процессов выветривания, переноса и переотложения веществ. Им составлен график, отображающий связь ионного потенциала с растворимостью и формой миграции элементов.

Микроэлементы с низким ионным потенциалом — <1,4 (Cs, Rb, Li) — относятся к сильным основаниям, мигрируют в форме катионов в виде истинных растворов. Все соединения хорошо растворимы (рис. 68).

Элементы с ионным потенциалом от 1,4 до 3 (Co, Cu, Mn, Zn, Ni, Fe^{+2}, Sr и Ba) передвигаются в катионной форме в виде истинных растворов, их соединений, образуют основания, выпадающие в осадок при подщелачивании. Они осаждаются также в форме сульфатов Sr, карбонатов Co, Cu, Mn, Zn, Ni, Ba, Sr и в виде основных солей Cu. Возможна миграция в коллоидальном состоянии и в виде механических взвесей.

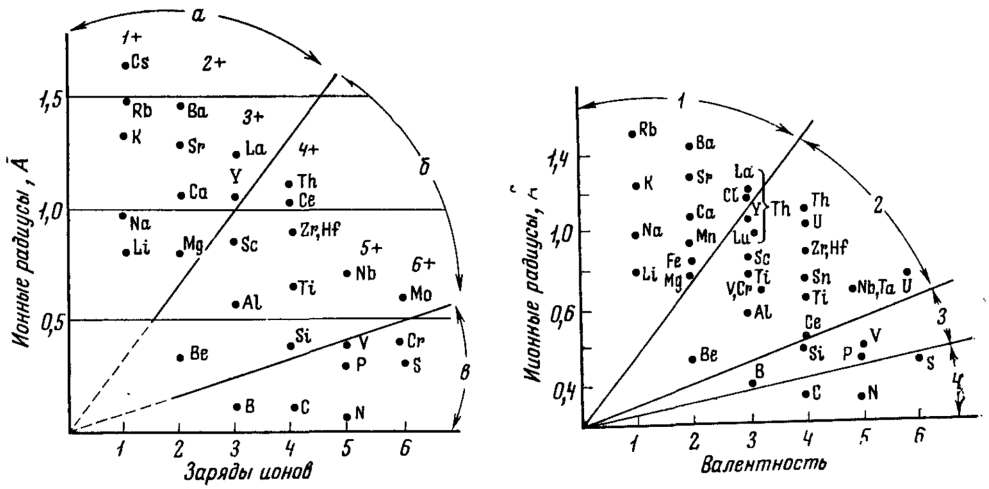


Рис. 68. Свойства элементов в зависимости от велнчины ионiого потенциала (Гольдшмидт, 1938)

а — катноны; *б* — элементы, склонные к гидролнзу; *в* — растворнмые комплексные анионы

Рис. 69. Положение элементов, образующих сложные комплексы, на диаграмме ионных потенциалов (Щербина, 1956)

1 — комплексных нонов не образуют;
2 — образуют сложные комплексные ионы;
3 — образуют анионы изополнкислот;
4 — образуют анноны тнпа CO_3'', SO_4''

Микроэлементы с ионным потенциалом от 3 до 7 (V, Cr, Be, Fe, Mn^{+3}, Ti^{+4}) образуют амфотерные окислы, обладают высокой чувствительностью к реакции среды, легко выпадают в осадок в виде гидроокисей. Более подвижны в щелочной среде. Мигрируют в основном в виде комплексных соединений, в коллоидальном состоянии и в виде механических взвесей.

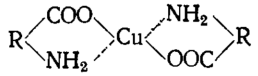
Микроэлементы с ионным потенциалом >7 (Mo^{+4}, V^{+5}, B^{+3}, As^{+5}, Cr^{+6}) мигрируют в форме анионов в виде истинных растворов, осаждаются рядом катионов. Например, хром — свинцом и кальцием; мышьяк — железом, медью, свинцом; бор — кальцием, магнием; молибден и висмут — свинцом, медью, железом; ванадий — медью, никелем, цинком, свинцом.

Внешние факторы миграции подробно охарактеризованы в разделе «Геохимия почвообразовательных процессов», поэтому здесь будет рассмотрена лишь роль комплексных соединений в миграции микроэлементов.

Подвижность большинства микроэлементов в результате образования комплексных соединений возрастает (рис. 69). Микроэлементы в составе комплексов менее чувствительны к осадителям, к изменениям реакции среды и кислородного режима (Eh). Уран, медь, серебро, бериллий, цирконий легко образуют растворимые комплексные соединения типа $[UO_2(CO_3)_3]^{-4}$ в условиях содового гипергенеза.

Более распространены комплексы микроэлементов с органическим веществом. Особенно легко вступают в соединение с последним Fe, Ti, Cr, V, Cu, Ni, Co, Zn. Среди органических комплексных соединений особенно

большая роль в миграции микроэлементов принадлежит хелатам. Под хелатными, или «клещеобразными», соединениями понимают такие комплексы, где внутренний атом-комплексообразователь связан с двумя функциональными группами одной и той же органической молекулы. Причем обычно одна группа образует ионную связь, другая — донорно-акцепторную. Например, комплекс меди с аминокислотами:



Возникновение ионной связи с лигандом возможно при этом за счет групп: COOH, OH, NH_2, SO_3H. Координационная связь может возникнуть за счет полярных групп —OH, —NH_2, —NO_2, —N=, =CO.

В природных условиях в качестве органических аддендов могут выступать: аминокислоты, оксикислоты и двуосновные кислоты (при близком расположении функциональных групп), полифенолы, ароматические оксисоединения, гетероциклические соединения, фульвокислоты, гуминовые кислоты.

Ионно-комплексообразователем чаще всего являются катионы *d*-семейства, но возможно образование комплексов и с кальцием, магнием, алюминием и т. д. При одновременном присутствии различных аддендов и катионов образуются комплексы наибольшей стойкости. При изменении обстановки, например в результате просачивания растворов в нижележащие горизонты или поступления растворенных веществ сверху, вытесняется катион, дающий менее стойкие комплексы, катионами, образующими более устойчивые комплексы.

Ион металла-комплексообразователя в хелатных соединениях в определенных границах «не уязвим» для химических и физико-химических реакций. Возможно существование в составе хелатных соединений катионов в окислительной форме в восстановительных условиях, а также в присутствии осадителей, например Fe^{+2}, Mn^{+2} в карбонатных почвах. Правда, в последнем случае при сильнощелочной реакции возможно разрушение комплекса и выпадение из него катионов (Зырин, 1968). Именно таким образом на контакте с карбонатными горизонтами транзитные почвенные растворы способны терять значительную долю тяжелых металлов (Mn, Co, Cu, Ni, Cr, Zn).

Часть комплексных соединений со сложными органическими молекулами имеет очень высокий молекулярный вес и может быть отнесена к коллоидным системам. На агрегатную устойчивость их оказывают влияние факторы, способствующие сохранению системы в состоянии золя. Как любые коллоиды, подобные комплексы чувствительны к реакции среды, составу поглощенных катионов, степени гидрофильности, наличию защитных коллоидов и т. д.

Кроме комплексных соединений коллоидной природы, многие микроэлементы могут передвигаться, образуя самостоятельные коллоидные системы. Микроэлементы способны мигрировать также в составе разнообразных коллоидов: в адсорбированном состоянии на поверхности коллоидных мицелл, в составе поглощенных катионов.

Наконец, возможна водная миграция микроэлементов в виде высокодисперсных механических взвесей. Это особенно важная форма для микроэлементов низкой подвижности, так как в этой форме происходит передвижение любых элементов.

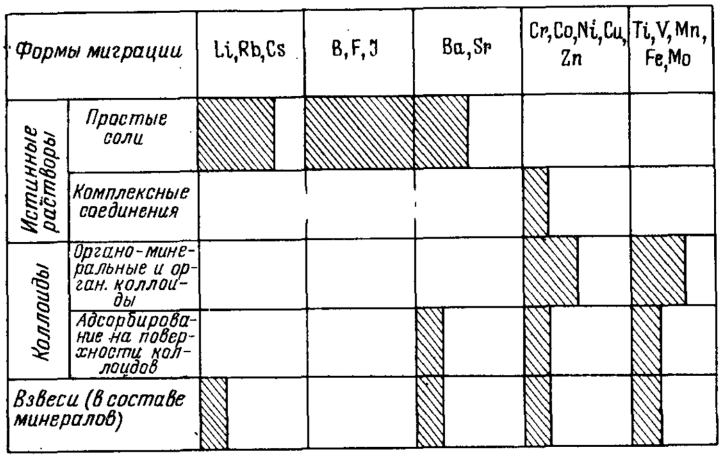


Рис. 70. Формы миграции микроэлементов в природных водах

Форма водной миграции тех или иных микроэлементов определяется сочетанием внутренних и внешних факторов. Но несмотря на разнообразие условий миграции для каждого микроэлемента, можно говорить о более характерной и присущей ему форме миграции (рис. 70). Например, более подвижные элементы преимущественно мигрируют в форме истинных растворов, менее подвижные (особенно тяжелые металлы) — в коллоидальной форме и в виде механических взвесей.

Биогенная миграция микроэлементов. Биогенная миграция сводится к вовлечению микроэлементов в малый биологический круговорот веществ — в состав организмов и продуктов трансформации последних. При этом происходят своеобразная сортировка, дифференциация и избирательное поглощение микроэлементов. Поглощаются в основном более подвижные микроэлементы. Общая направленность биогенной миграции — это поглощение и удержание микроэлементов в биосфере.

Представление о биологическом поглощении микроэлементов находит отражение в величинах коэффициентов биологического поглощения. Последние вычисляются по отношению содержания микроэлемента в золе растения к содержанию в почвах и породах. В последнее время этот коэффициент стали рассчитывать по содержанию микроэлементов не в золе, а в сухом веществе растений. Естественно, что величины при этом получаются значительно более низкие.

В табл. 53, составленной А. И. Перельманом, приведены средние обобщенные величины коэффициентов биологического поглощения для всех растений в целом, отражающие самую общую закономерность распределения микроэлементов в биосфере. В наибольшей степени поглощается биологически очень подвижный сильный анион — йод, далее следуют: стронций, бор, цинк. Большинство микроэлементов относится к элементам слабого накопления и среднего захвата.

Коэффициенты биологического поглощения очень сильно варьируют не только для одних и тех же растений, произрастающих в разных условиях, на разных почвах (табл. 54), но и для разных растений на одной и той же почве (табл. 55). Избирательное поглощение тех или иных микроэлементов происходит в результате произрастания растений на среде с повышенным фоном данного микроэлемента. Этот признак передается

Таблица 53

Ряды биологического поглощения
(Перельман, 1966)

Элемент	Коэффициент биологического поглощения (A_x)	Ряд биологического поглощения	Среднее содержание в наземных растениях, %	Кларк в литосфере, %
J	$n\cdot10$—$n\cdot100$	Энергично накопляемый	$5\cdot10^{-3}$	$3\cdot10^{-5}$
Sr	n	Сильно накопляемый	$n\cdot10^{-2}$—$n\cdot10^{-2}$	0,034
B	n—$n\cdot10$	» »	$n\cdot10^{-2}$—$n\cdot10^{-3}$	$1,2\cdot10^{-3}$
Zn	n	» »	$n\cdot10^{-2}$—$n\cdot10^{-3}$	$8,3\cdot10^{-3}$
Mn	n—0,n	Слабого накопления и среднего захвата	$n\cdot10^{-1}$—$n\cdot10^{-2}$	0,1
Ba	»		$n\cdot10^{-1}$—$n\cdot10^{-2}$	$6,5\cdot10^{-2}$
Cu	»	То же	$n\cdot10^{-2}$—$n\cdot10^{-3}$	$1,47\cdot10^{-3}$
Ni	»	»	$n\cdot10^{-3}$	$5,8\cdot10^{-3}$
Co	»	»	$n\cdot10^{-3}$—$n\cdot10^{-4}$	$1,8\cdot10^{-3}$
Mo	»	»	$n\cdot10^{-3}$—$n\cdot10^{-4}$	$1,1\cdot10^{-4}$
Fe	0,n	Слабого захвата	n—0,n	4,65
F	»	» »	$n\cdot10^{-2}$	$6,6\cdot10^{-2}$
V	»	» »	$n\cdot10^{-3}$	$9\cdot10^{-3}$
Li	»	» »	$n\cdot10^{-3}$—$n\cdot10^{-4}$	$3,2\cdot10^{-3}$
Ti	0,n—0,0n	Слабого и очень слабого захвата	$n\cdot10^{-1}$—$n\cdot10^{-2}$	0,45
Cr	»		$n\cdot10^{-3}$—$n\cdot10^{-4}$	$8,3\cdot10^{-3}$
Pb	»	То же	$n\cdot10^{-4}$	$1,6\cdot10^{-3}$

Таблица 54

Содержание меди в почвах и золе березы, *мг/кг*
(Глазовская, 1961)

Почва	В почве	В золе березы		
		кора	ветви	листья
Серая лесная	13	90	60	59
Сульфатный солончак	250	600	200	70
Солончаковатая лугово-черноземная	150	—	200	140
Солодь	85	—	110	74

Таблица 55

Содержание микроэлементов в растительности на дерново-сильноподзолистой слабоокультуренной почве, *мг/кг*
(Травникова, 1963)

Культура	Cu	Mn	Ni	Sr
Озимая рожь	2,1	99,6	1,55	41,1
Яровая пшеница	1,9	109,6	0,97	39,9
Вика	5,8	91,2	4,97	124,5
Картофель	4,21	78,1	2,28	118,9

по наследству, и его сохранение возможно в дальнейшем и при развитии организмов на обычной среде. Кроме того, может иметь место избирательная приспособленность организмов к тем или иным микроэлементам, играющим особую физиологическую роль. Последний случай особенно свойствен простейшим организмам, способным к накоплению больших количеств отдельных микроэлементов. Например, бурые и красные водоросли накапливают до 0,3% йода (на сухое вещество). Голотурии содержат до 0,123% ванадия (на сухое вещество). В золе водорослей Padina povonia содержится около 8% Mn.

А. П. Виноградов (1965) считает микроэлементный состав организмов систематическим признаком и отмечает, что по мере усложнения организмов концентрирование в них микроэлементов постепенно ослабевает. Тем не менее можно найти большое количество высших растений, концентрирующих избирательно те или иные микроэлементы. Например, большинство растений, содержащих танниды, концентрирует марганец: береза, шиповник, ива, брусника, щавель; содержание Mn в них колеблется от 0,2 до 1% на сухое вещество (Леванидов, 1961). Некоторые бобовые (Astragalus pectinatus) концентрируют селен: 0,2% Se на сырой вес; пасленовые (Solanum ruthenicum) литий: 0,9% в золе (Виноградов, 1965). Бобовые аккумулируют Mo — $1 \cdot 10^{-3}$—$4 \cdot 10^{-4}$% на сухое вещество, т. е. на порядок больше, чем другие растения. Особенно много Mo накапливается в клубеньках бобовых ($1{,}7 \cdot 10^{-3}$% к весу сухого вещества).

Биогенное поглощение микроэлементов проявляется не только в величинах их кларков в живых организмах, но и в продуктах разложения и превращения последних. Рядом исследователей отмечается накопление микроэлементов в лесных подстилках. Например, в лесных подстилках ельников таежной зоны содержание меди, цинка, кобальта в 2—3 раза больше, чем в нижележащих горизонтах лесных почв (Веригина, Журавлева, 1962).

Для йода, бора, молибдена, в ряде случаев — марганца, меди, кобальта, цинка характерно накопление их в гумусовых горизонтах почв. Особенно четко выражена аккумуляция йода. В гумусовых горизонтах почв Воронежского государственного заповедника содержание йода на порядок и полтора порядка выше, чем в породе: горизонт А — $1{,}45 \cdot 10^{-4}$ и $2{,}78 \cdot 10^{-3}$%, горизонт С — соответственно $2{,}44 \cdot 10^{-6}$ и $7{,}51 \cdot 10^{-5}$% (Быкова, 1961).

В большинстве почв от 85 до 100% йода связано с органическим веществом (Имади, 1966).

Высокое содержание Mo, Ni, Cu, V, Co, Zn, Pb [$KO = 10$—100] обнаружено в гумусе многих почв (табл. 56).

Связь ряда микроэлементов с органическим веществом проявляется в концентрации их в каустобиолитах (углях, нефтях, торфах, битуминозных сланцах и т. д.). Так, коэффициенты обогащения (KO) для углей (отношение содержания элемента в золе углей к содержанию в земной коре), по Гольдшмидту (1938), равны: для B и Bi 1000, для As 160, для Co—3, Be—180, Zn—250, Pb—60, Mo—33, KO в нефтях (Катченков, 1959) для V, Ni, Pb, Ag — больше 1000; для Cu, Co, Zn — около 100; для Sr, Fe, Mo — около 10; для Ba, Cr, Mn — от 1 до 6.

Воздушная миграция микроэлементов. Практическое значение этот вид миграции имеет только для йода — типичного воздушного мигранта. Это не исключает участие йода в водной и биогенной миграции. Но в основном йод поступает в почвы из атмосферы (непосредственно или с осадками). В атмосферу йод попадает при вулканических извержениях,

Таблица 56

Содержание микроэлементов в золе гуминовых кислот почв Молдавии, *мг/кг*
(Рабинович, 1969)

Почва (горизонт)	Mn	Co	Zn	Cr	V
Бурая лесная	5050	258	1230	510	696
Серая лесная	1260	100	540	220	428
Чернозем	2100	456	1560	730	5220
Луговая пойменная	1590	192	1320	2240	1028
*КО**	10—1	10—100	10—100	10—1	10—100

* Коэффициент обогащения (*КО*) равен отношению содержания микроэлементов в золе гуминовой кислоты к содержанию микроэлементов в почве.

из грязевых вулканов, глубинных вод и в результате испарения с поверхности океанов и морей (где йод концентрируется в составе илов, органического вещества, живых организмов).

А. П. Виноградов (1967) приводит следующие источники поступления йода в атмосферу (*г/год*):

Вулканическая деятельность	$1{,}2 \cdot 10^9$
Разложение органического вещества	$1{,}0 \cdot 10^8$
Сжигание топлива	$5{,}0 \cdot 10^9$
С морскими брызгами	$5{,}0 \cdot 10^9$
Испарение с поверхности океана	$5{,}0 \cdot 10^{11}$

Так как основная масса J в атмосфере связана с океаном, то, естественно, концентрация йода в воздухе над океаном значительно больше ($10 \cdot \gamma/м^3$), уменьшается она по мере удаления в глубь континента ($0{,}5 \cdot \gamma/м^3$).

В почвах йод фиксируется гумусом, коллоидами, торфом, карбонатами. Это находит отражение в распределении J в почвах Русской равнины (рис. 71).

Содержание йода в почвах Европейской части СССР колеблется от 1 до 10 *мг/кг*, среднее содержание йода в почвах — 5 *мг/кг*. Закономерность в распределении йода в почвах отражает связь йода с гумусом, почвенными коллоидами и морскими бассейнами. Основной фон йода в подзолистых почвах — 1,7—3 *мг/кг*, менее всего его содержится в легких малогумусных почвах песчаных массивов (до 2 *мг/кг*), выше содержание йода в подзолистых почвах тяжелого механического состава; еще выше — в дерново-карбонатных почвах (до 3 *мг/кг*). В заболоченных оторфованных почвах кларк йода может повышаться до 5 и даже 10 *мг/кг*. В серых лесных почвах уровень йода лежит в пределах 2—4 *мг/кг*, в черноземах — от 3 до 7 *мг/кг* с максимумом в типичных черноземах, в каштановых и бурых почвах содержание йода уменьшается до 2—4 *мг/кг*, а в песчаных разновидностях — до 1,1—1,4 *мг/кг*. Резко увеличивается уровень йода в засоленных почвах приморских районов (9—10 *мг/кг*). Среди горных почв больше всего йода в черноземах и красноземах Грузии (9—10 *мг/кг*) и менее всего в почвах Карпат — до 1 *мг/кг* (рис. 72).

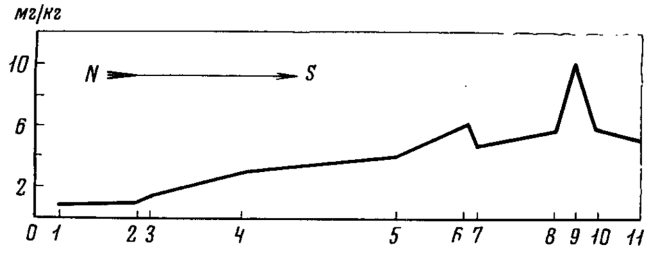


Рис. 71. Иод в почвах Русской равнины и Крыма. Среднее содержание в слое почвы 100 *см*. Составлено по данным Имади (1966)

Почвы:
1 — дерново-подзолистая (Звенигород);
2 — серая лесная;
3 — темно-серая лесная (Тульские засеки);
4 — типичный чернозем (Курский заповедник);
5 — обыкновенный чернозем (Велико-Анадольское лесничество);
6 — южный чернозем;
7 — темно-каштановая (Аскания-Нова);
8 — южный чернозем;
9 — карбонатная каштановая;
10 — каштановая (Крым);
11 — коричневая (Южный берег Крыма)

Роль геохимических барьеров в процессах миграции микроэлементов. Микроэлементы участвуют во всех процессах, протекающих в зоне гипергенеза. Направленность этих процессов различна: часть из них способствует закреплению и поглощению микроэлементов в почвах, породах, организмах; часть, наоборот, обусловливает увеличение подвижности микроэлементов, их рассеяние и частичную «потерю» педосферой.

В значительных количествах выносятся из элювиальных областей континентов B, Br, Sr, F. Большой интерес представляют микроэлементы, резко меняющие свою подвижность в зависимости от внешних условий, так называемые элементы с высокой контрастностью миграции (Fe, Mn, Co, Ni, Zn, Cu, Pb).

При смене условий миграции микроэлементы могут накапливаться в осадках в больших количествах вплоть до образования промышленных месторождений. В связи с этим следует остановиться на понятии геохимических барьеров, т. е. участков, где происходит резкая смена геохимических условий и изменяется подвижность элементов (Перельман, 1966). Различают физико-химические и биологические геохимические барьеры.

Основные типы физико-химических и физических барьеров следующие:

I. Кислородный (Fe, Mn, Co).
II. Восстановительный сероводородный (V, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Cd).
III. Сульфатный и карбонатный (Sr, Ba).
IV. Щелочной (Sr, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Cd, Pb).
V. Испарительный (Li, F, Zn, Sr, Rb, Mo, J, Cl, Cu, B).
VI. Адсорбционный (V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Mo, Hg, Ra, U).

Биологические барьеры сводятся к накоплению микроэлементов в составе организмов и в продуктах их распада и превращения (об этом упоминалось выше).

В природе часто происходит совмещение отдельных геохимических барьеров, например щелочного, карбонатного и адсорбционного; испарительного и карбонатного и т. д.

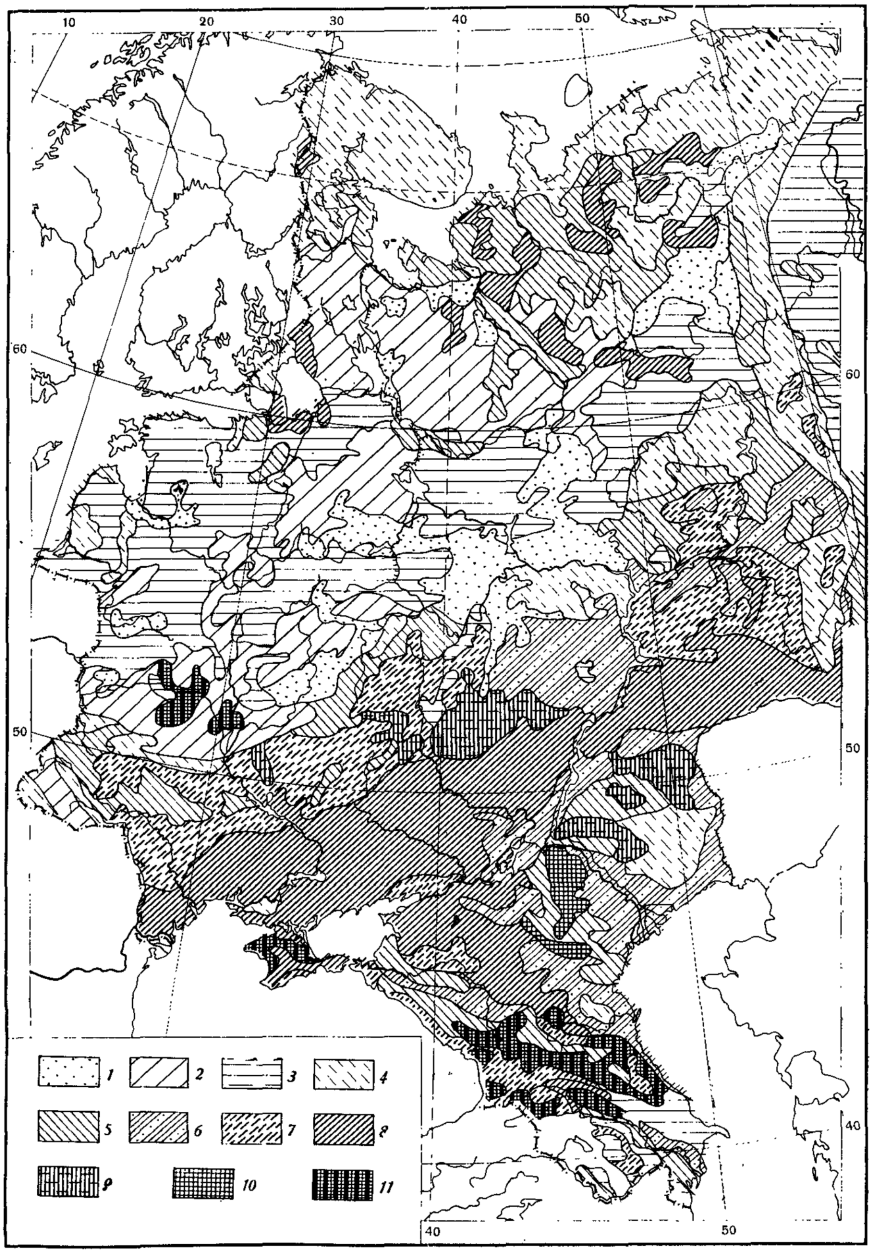


Рис. 72. Схематическая карта валового содержания йода в почвах Европейской части СССР (горизонты $A_{пах}$ или A_1)

Содержание йода, *мг/кг*:

1 — <0,5; *5* — 2,0—3,0; *9*—6,0—7,0;
2 — 0,5—0,8; *6* — 3,0—4,0; *10* — 7,0—8,0;
3 — 0,8—1,4; *7* — 4,0—5,0; *11* — >8,0
4 — 1,4—2,0; *8* — 5,0—6,0;

В различных физико-географических природных зонах значительно отличаются условия водного, теплового, кислотно-щелочного, окислительно-восстановительного режимов, характер растительности, пород и почв.

Естественно, что ряды коэффициентов водной миграции, составленные для суши в целом, сильно варьируют в зональных ландшафтах. Так, в тундровых и северотаежных ландшафтах в условиях избыточного увлажнения, кислой реакции и продолжительного господства восстановительных условий высокую подвижность приобретают соединения марганца и железа, одного порядка с интенсивностью миграции стронция, фтора, цинка. Передвигаются эти микроэлементы в основном в форме органо-минеральных соединений, в том числе и в коллоидном состоянии. В подзоне южной тайги, где несколько меньше влажность и выше окислительно-восстановительный потенциал, подвижность железа и марганца понижается, но остается все же довольно высокой, такой же, как миграционная способность в этих условиях меди, никеля, кобальта. Микроэлементы мигрируют здесь вместе с подвижными формами органического вещества.

В степной зоне при недостаточном увлажнении, обилии карбонатов, малой лабильности органических веществ, высоком окислительно-восстановительном потенциале железо и марганец теряют свою подвижность, прочно закрепляются в почвах. Наибольшая миграционная способность присуща в этих условиях бору и молибдену, несколько в меньшей степени выражена она для стронция, кадмия и бария. Форма передвижения — истинные растворы (простые и комплексные минеральные соли). Исключением являются ландшафты с обилием солонцов и солонцеватых почв, где гумусовые вещества приобретают подвижность и миграция микроэлементов протекает в форме органо-минеральных соединений.

В пустынных условиях вследствие очень малой влажности, высокой карбонатности подвижность микроэлементов резко снижается. В отдельные наиболее влажные периоды или с почвенно-грунтовыми водами в гидроморфных почвах происходит миграция микроэлементов вместе с легкорастворимыми солями, в форме истинных растворов. Таким путем возможно передвижение ванадия, мышьяка (высших степеней валентности), бора, фтора, йода, брома.

Зональные черты миграции микроэлементов хорошо проявляются в составе речных вод. Для рек зоны подзолистых почв характерно относительно высокое содержание меди, цинка, марганца; для рек черноземной зоны — бора, брома, йода (табл. 57).

Таблица 57

Средние концентрации микроэлементов в воде рек $\gamma/л$
(Коновалов, 1959 г.)

Река	B	Br	J	Mn	Cu	Zn
Западная Двина	30	21	4,7	62	98	144
Дон	81	112	30	3	5	7
Обь	22	19	6	42	21	44

Соотношение процессов фиксации и потери микроэлементов в зональном аспекте легли в основу составления карты биогеохимических провинций (см. рис. 73). Во всей таежной области избыточного увлажнения с преобладанием выщелоченных пород и малогумусных почв возможен дефицит Cu, Co, J[1], в зоне широколиственных лесов с серыми лесными почвами может быть недостаток йода, черноземные степные пространства можно считать сравнительно обеспеченными важнейшими микроэлементами.

Микроэлементы в почвах

В почвах происходят накопление, поглощение и закрепление большого числа микроэлементов. В этой связи можно говорить о педосфере в целом и особенно о гумусовой оболочке как своеобразном биогенном экране на пути миграции микроэлементов в зоне гипергенеза.

Выше уже отмечалась способность растительного опада и гумуса поглощать и частично накапливать микроэлементы в форме солей, хелатов, в обменной и адсорбированной форме. Такой же способностью обладает вся криптокристаллическая коллоидная и предколлоидная часть почвы, т. е. ее почвенный поглощающий комплекс. Поглощение микроэлементов происходит различными путями: микроэлементы могут входить в состав поглощенных катионов, в кристаллическую решетку глинных минералов в результате изоморфного замещения; могут давать «собственные коллоидные» минералы и могут адсорбироваться на поверхности коллоидных частиц. Наибольшее значение имеет закрепление микроэлементов в кристаллической решетке. Подобным образом возможно необменное поглощение большого количества важнейших микроэлементов (до 20—40% от веса минерала[2]). Например, в монтмориллонитах алюминий в октаэдрах может замещаться на Fe^{+2}, Mg^{+2}, Ni^{+2}, Zr^{+2}, Cu^{+2}, Co^{+2}, в вермикулитах — на Mg^{+2}, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Cr^{+3}, V^{+3}. В хлоритах кремний в кремнекислородных тетраэдрах замещается на Al^{+3} и Fe^{+3}, алюминий в октаэдрах — на Fe^{+3}, Cr^{+3}, Mn^{+3}, магний в бруситовом слое — на Fe^{+2}, Mn^{+2}, Ni^{+2}.

Глинные минералы почв способны к поглощению значительных количеств молибдат-иона в основном за счет свободных положительных валентностей в ионногенном слое кристаллической решетки (Туев, 1965). В наибольшей степени поглощение выражено в группе монтмориллонитовых минералов и в меньшей — в иллитах.

При достаточно высокой концентрации микроэлементов в почвах и водах возможно образование коллоидных минералов окислов (марганца, реже меди, хрома). В зоне ореолов рассеяния, близ месторождений, характерно выпадение из пересыщенных растворов метаколлоидных минералов: карбонатов, молибдатов, вольфраматов, содержащих большие количества микроэлементов. Ряд таких минералов: тенорит — CuO, дельтерит — $TiO_2 \cdot nH_2O$, пиролюзит—MnO_2, псиломеланы $(RMnO) — mMnO_2 \cdot nH_2O$, вады — MnO_2 с примесью CuO, CoO, ZnO, PbO_2, Fe_2O_3, BaO, розазит — $(CuZn)_2(OH)_2CO_3$, бейерит—$Ca(BiO)_2(CO_3)_2$, феррамолибдат—$Fe_3(MoO_4)_3 \cdot 7H_2O$, туренит — $Cu_5(OH)_4(VO_4)_2$, приведен в работе Ф. В. Чухрова (1955).

---

[1] Здесь установлены районы эндемических заболеваний скота и сельскохозяйственных растений.

[2] Например, в составе нонтронитов содержится около 20—30% Fe, соконитов — около 20—30% Zn, непуитов — около 30—48% Ni и т. д. (Чухров, 1955).

Таблица 58

Коэффициенты накопления микроэлементов в илистой фракции по отношению к почве (Зырин, 1968б; Любимова, 1970; Чжан Шэн, 1962)

Почва	Горизонт	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Mo
Дерново-сильноподзолистая	A_1/A_2	1,1	1,8	2,2	4,4	3,3	2,1	4,0	6,0
	A_2	1,5	1,4	2,8	4,0	2,9	2,8	4,0	5,0
	B_2	2,1	0,9	1,4	2,0	3,1	4,0	4,0	2,4
	C	1,6	1,1	1,5	2,0	2,0	3,1	2,3	2,0
Чернозем типичный	A	2,0	1,0	0,25	1,5	1,0	1,6	—	1,3
	B	1,3	1,3	0,44	2,0	3,0	1,7	—	1,6
	C	1,0	2,5	—	—	—	—	—	1,0
Краснозем	A	0,9	0,7	0,5	0,8	1,2	—	—	2,0
	B	0,9	1,9	0,8	0,9	1,3	—	—	—
	C	1,1	3,4	0,2	1,2	1,6	—	—	4,7

Приуроченность микроэлементов к коллоидам находит отражение в повышенном содержании их в илистой фракции (табл. 58). В большинстве случаев коэффициент накопления достигает 2—3 (т. е. содержание микроэлементов в илистой фракции в 2—3 раза больше, чем в почве в целом). Во многих почвах до 60—80% от валового содержания микроэлементов сосредоточено в илистой фракции (Зырин, 1968а, б). Значительная доля микроэлементов содержится в мелкопылеватой фракции. Более крупные частицы обычно обеднены микроэлементами. Эта общая тенденция (табл. 59) хорошо прослеживается для меди, никеля, марганца, несколько менее четко — для кобальта и молибдена.

Данные по относительному содержанию марганца в иле несколько противоречивы. Н. Г. Зырин считает, что это обусловлено способом выделения из почвы илистой фракции, т. е. разрушается или нет при этом окисная пленка на поверхности более крупных частиц, содержащая очень большое количество марганца. В обогащении илистой фракции микроэлементами наблюдается определенная селективность, избирательность как для отдельных микроэлементов, так и для различных почв. Это проявляется в значительном варьировании коэффициентов корреляции между содержанием микроэлементов в почвах и илистой фракции их (табл. 60). Например, корреляция Co с илом в тропических и серых лесных почвах высокая, в черноземах Молдавии — низкая. В одной и той же почве различные микроэлементы проявляют неодинаковую степень родства с илистой фракцией.

Корреляция микроэлемент — ил нарушается при более высокой степени зависимости микроэлемента от органического вещества, солевых аккумуляций, первичных минералов, накапливающихся часто в более крупных фракциях, и т. д.

Значительное накопление микроэлементов происходит в почвенных новообразованиях. По-видимому, это определяется коллоидной природой новообразований. Но неполная ясность генезиса и специфичность почвенных новообразований позволяют рассматривать этот путь накопления микроэлементов в почвах отдельно. Известна высокая аккумуля-

Таблица 59

Содержание микроэлементов в гранулометрических фракциях (*мг/кг*)
(Любимова, 1970; Стрижова, 1967; Побединцева, 1969)

Почва	Фракции	Горизонт	Глубина, *см*	Cu	Ni	Co	Cr	V	Mn	Mo
Черноземовидная слаборазвитая на элювии гранита	<0,001	A	0—2	46	68	47	78	79	2884	—
		C	2—15	48	100	29	91	107	2188	—
	0,005—0,001	A	0—2	43	46	14	58	63	724	—
		C	2—15	36	55	25	82	112	1047	—
	0,05—0,01	A	0—2	32	30	11	56	71	575	—
		C	2—15	28	42	23	85	129	617	—
	1—0,25	A	0—2	12	6	10	22	18	316	—
		C	2—15	9	5	10	20	21	263	—
	Почва	A	0—2	16	15	13	38	51	759	—
		C	2—15	20	20	11	62	89	537	—
Обыкновенный чернозем	<0,001		0—29	—	—	3,5	—	—	—	8,5
			50—60	—	—	5,8	—	—	—	7,9
			90—100	—	—	6,0	—	—	—	5,3
	0,005—0,001		0—29	—	—	5,0	—	—	—	2,5
			50—60	—	—	4,8	—	—	—	3,5
			90—100	—	—	6,9	—	—	—	—
	0,01—0,005		0—29	—	—	4,6	—	—	—	0,8
			50—60	—	—	3,3	—	—	—	3,2
			90—100	—	—	2,5	—	—	—	6,4
	0,05—0,01		0—29	—	—	2,4	—	—	—	Сл.
			50—60	—	—	2,2	—	—	—	Сл.
			90—100	—	—	—	—	—	—	1,0
	Почва		0—29	—	—	4,0	—	—	—	2,6
			50—60	—	—	3,6	—	—	—	3,4
			90—100	—	—	6,0	—	—	—	2,7
Дерново-среднеподзолистая	<0,001	$A_п$	—	—	—	—	80,0	128,5	—	2,55
		A_2	—	—	—	—	106,1	120,2	—	1,30
		B	—	—	—	—	70,0	62,8	—	1,21
	0,01—0,001	$A_п$	—	—	—	—	67,5	85,7	—	0,88
		A_2	—	—	—	—	82,4	70,2	—	0,78
		B	—	—	—	—	54,0	185,0	—	0,76
	0,25—0,01	$A_п$	—	—	—	—	10,0	35,0	—	Сл.
		A_2	—	—	—	—	15,6	29,3	—	Сл.
		B	—	—	—	—	20,0	29,3	—	0,38
	Почва	$A_п$	—	—	—	—	42,5	55,4	—	0,45
		A_2	—	—	—	—	55,0	52,0	—	0,27
		B	—	—	—	—	67,5	82,1	—	0,52

ция марганца в железистых новообразованиях, в конкрециях, трубочках, пленках, ортштейнах (до 10—15%) и некоторых пойменных наилках (табл. 61). Кроме марганца, в железистых новообразованиях возможна аккумуляция ванадия, никеля, кобальта, меди, хрома, молибдена. Карбонатные конкреции обычно содержат повышенные количества бария,

Таблица 60

Коэффициент корреляции (*r*) между содержанием микроэлементов в почве и в илистой фракции

Почва	Микроэлемент	*r*	Район
Серая лесная	Co	+0,58	Молдавия
	Ni	+0,34	«
Серая и бурая лесная	Co	+0,70	Сев. Осетия
	Cu	+0,50	» »
Чернозем	Co	+0,10	Молдавия
	Ni	+0,42	»
Тропическая	Co	+0,68	Бирма
	Ni	+0,83	»
	Cu	+0,84	»
	B	+0,60	»
	V	+0,58	»
	Cr	+0,12	»
	Mn	+0,35	»

Таблица 61

Содержание Mn в железистых новообразованиях
(Добровольский, 1968)

Новообразования	Mn, %	
	валовое содержание	подвижный
Ортштейн из луговой пойменной почвы р. Клязьмы	2,8	2,5
Красио-бурый ил иа поверхности пойменной почвы р. Клязьмы	0,34	0,26
Железистые конкреции из луговой пойменной почвы р. Клязьмы	15,0	14,8
Ортштейн из подзолистой почвы, Коми АССР	1—7	—

стронция, циркония, ванадия, меди. Гипсовые скопления обогащены стронцием, в меньшей степени марганцем, титаном, медью и ванадием. К хлоридно-сульфатным аккумуляциям приурочены повышенные кларки бора, стронция, лития (табл. 62).

Взаимосвязи микроэлементов с гумусом, минеральными коллоидами, новообразованиями отражаются, естественно, на характере распределения их по генетическому профилю почв. Перемещение микроэлементов с вертикальным и горизонтальным стоком и осаждение на этом пути микроэлементов в зонах геохимических барьеров (резкое изменение pH, Eh, глинистые прослойки, карбонатные горизонты, скопления легкорастворимых солей и т. д.) — процесс, протекающий беспрерывно; он усили-

Таблица 62

Микроэлементы в новообразованиях, *мг/кг*
(Добровольский, 1966)

Микроэлементы	Новообразования				
	железистые	марганцовые	карбонатные	гипсовые	хлоридно-сульфатные
Элементы, избирательно концентрирующиеся	Ti 5160 Mn 10 000 V 250 Cu 150 Pb и Cr до 200 Mo до 100	Ba до 10 000 Pb до 400 Ni до 250 Co и Mo 100	Sr до 2700 Ba до 500	Sr до 6000	Sr 3000
Ведущие элементы-примеси	Ti, Mn, V, Cu, Pb, Ni, Co, Zr, Sc	Ti, V, Cu, Pb, Ni, Co, Zr	Ti, Mn, V, Cu, Zr, Sr	Ti, Mn, V, Cu, Ba	Ti, Mn, B

Таблица 63

Участие микроэлементов в важнейших почвенных процессах
(Ковда и др., 1959)

Процесс	Почвенное образование	Микроэлементы*
Малый биологический круговорот	Растительный опад свежий и разных степеней минерализации (подстилка и степной войлок)	+Mo, Zn, Cu, Co, B, J, Br, Se, Ni, U, Ba, Mn, Sr, V
Синтез гумуса	Гумусовая оболочка	+B, J, Mn, Co, Cu, Mo, Zn, Ni, Pb, Br, F
Глинообразование и синтез коллоидов	Почвенный поглощающий комплекс	+Mn, Fe, Cu, Co, V, Cr, Ni, Mo, Li, Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, Zn
	Сорбция коллоидами	+Cu, Ni, Pb, Co, Zn, Mn, V, Cr, J, Br, B, Mo
Оподзоливание, осолодение	Элювиальный горизонт	— практнчески все микроэлементы; возможно + Ti, Zr
Иллювиирование	Иллювиальный горизоит, обогащенный Fe_2O_3	+Cu, Ni, Co, V, Cr, Zn, Mo, B
	То же, обогащенный карбонатами	+Sr, Ba, B и частично Cu, Mn
Оглеение	Глеевый горизонт	+Mn, Co, Cu, V
Гидрогенная аккумуляция	Северные луговые почвы	+Mn, Cu, Ni, V, Co, B
	Южные луговые почвы	+Ba, Sr, B
	Солончаки	+B, J, F, Li, Rb, Cs, Zn, Cu, Co
	Тропические латериты	+Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu

Знак плюс означает поглощение микроэлементов почвой, знак минус означает вынос из почвы.

вает контрастность микроэлементных профилей почв и дифференциацию микроэлементов в почвах сопряженных ландшафтов. Участие микроэлементов в педогеохимических процессах формирует как микроэлементный профиль почв (табл. 63), так и ландшафтно-геоморфологическое перераспределение их.

Почвы с элювиально-иллювиальным профилем характеризуются обычно четким перераспределением микроэлементов, с обеднением элювиального и обогащением иллювиального или гумусового горизонтов, в зависимости от степени гумусированности и «иллювиированности». Черноземным и каштановым почвам свойственно более равномерное распределение микроэлементов по профилю. Однако в ряде случаев наблюдается некоторое увеличение их содержания в гумусовых (например, йода, кобальта, возможно цинка) и карбонатных (меди, бора, цинка, кобальта, никеля) горизонтах.

Более сложен микроэлементный профиль гидроморфных и полугидроморфных почв. Поступление микроэлементов из почвенно-грунтовых вод нарушает чисто биогенное распределение микроэлементов. В зависимости от степени гидрогенной аккумуляции и уровня капиллярной каймы грунтовых вод возможен самый разнообразный характер распределения микроэлементов: совпадение гидрогенного и биогенного накопления, преобладание той или другой формы аккумуляции на разных глубинах в почве. В любом из вариантов в горизонтах испарения капиллярных токов от грунтовых вод происходит выпадение микроэлементов из раствора и их абсолютное или относительное накопление.

В поймах и дельтах рек, где микроэлементы поступают добавочно с паводковыми водами (механическая аккумуляция), распределение их по профилю еще более осложняется. Механическая аккумуляция накладывается на биогенную, усиливая концентрацию микроэлементов в верхней части профиля.

Распределение микроэлементов по профилю почв характеризуется величинами коэффициентов накопления (табл. 64), вычисленных по соотношению микроэлемента в породе и генетических горизонтах почв (содержание в породе принято за 1).

Распределение микроэлементов в почвах сопряженных ландшафтов чаще всего проявляется в абсолютном и относительном обогащении ими почв гидроморфных подчиненных ландшафтов. Особенно выделяются почвы пойм крупных рек и низменностей, где, кроме поступления микроэлементов из почвенно-грунтовых вод, происходит принос их в растворенном и взвешенном состоянии с водораздельных пространств. Эта дифференциация по основным сопряженным ландшафтам свойственна микроэлементам сравнительно подвижным, легко мигрирующим и выпадающим в зоне геохимических барьеров. В таежных условиях такими элементами будут железо, марганец, медь, кобальт, ванадий. В пойменных почвах они накапливаются и закрепляются в составе наилка, в новообразованиях, синтезированных глинных минералах, живых организмах и органическом веществе. Биогенное накопление происходит во всех почвах и во всех ландшафтах, но поймы рек по сравнению с водораздельными пространствами выделяются повышенной биогенностью, высокой плотностью жизни, поэтому путь поглощения микроэлементов в данном случае выделяется и подчеркивается.

Для степных зон характерна повышенная миграция стронция, бария, бора, фтора и соответствующее накопление их в почвах подчиненных ландшафтов (табл. 65). Наблюдается также абсолютная и относитель-

Таблица 64

Коэффициенты накопления микроэлементов
(обобщенный материал по литературным данным)

Почва	Горизонт	Mn	Cu	Co	Zn	Mo	J	B	Местонахождение
Дерново-сильноподзолистая на тяжелом покровном суглинке	$A_п$	1,3	0,4	1,1	1,0	0,6	9,0	1,3	Ярославская обл.
	A_2	0,8	0,3	0,9	0,4	0,5	3,0	1,1	Смоленская обл.
	B_2	0,7	0,6	1,1	0,6	0,7	3,0	1,1	Московская обл.
	C	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	
Дерново-подзолистая суглинистая	$A_д$	3,4	1,3	0,8	4,2	—	—	—	Урал
	A_1	1,3	0,8	0,7	1,2	—	—	—	
	A_2	0,7	0,8	0,5	0,9	—	—	—	
	B	0,9	1,0	0,9	1,0	—	—	—	
	C	1,0	1,0	1,0	1	—	—	—	
Серая лесная суглинистая	A_0	—	1,5	0,3	1,1	1,2	—	—	Тульская обл.
	A_1	2,0	0,8	1,4	1,2	0,9	1,7	—	
	A_2	1,9	0,8	1,2	1,1	0,6	1,3	—	
	B_1	1,0	1,4	2,0	1,7	0,8	0,9	—	
	C	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	—	
Типичный чернозем	A	1,4	1,1	1,0	1,0	1,0	3,7	0,9	Курская обл.
	B	1,3	1,1	0,9	1,1	0,8	1,5	1,0	
	C	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	
Темно-каштановая	A	1,4	1,0	0,9	1,0	0,8	4,0	0,5	Херсонская обл.
	B	1,6	1,1	0,9	1,1	0,8	3,0	0,5	
	C	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	
Солонец	A_1	4,0	3	0,8	1,0	6,0	1,6	1,2	Ставропольский край и Крым
	B_h	3,9	1,7	1,0	1,0	2,0	2,5	3,0	
	B_2	3,0	1,5	0,9	1,9	1,2	3,0	1,4	
	C	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	
Солончак	Корка	1,0	1,4	1,3	1,3	1,3	—	1,2	Оренбургская обл.
	A	1,3	1,3	1,1	1,2	1,0	—	1,5	
	B	1,1	1,3	1,0	1,0	1,3	—	1,1	
	C	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	—	1,0	
Солончаковая сазовая	A	1,5	1,1	1,3	1,1	1,4	—	0,8	Узбекистан
	I	1,5	1,6	1,6	1,4	0,9	—	1,4	
	II	1,3	1,2	1,3	0,6	1,0	—	1,5	
	C	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	—	1,0	
Луговая бескарбонатная	A_1	3,0	0,5	1,4	3,1	—	—	—	Ростовская обл., Донское займище
	A_1	3,5	—	1,7	2,5	—	—	—	
	B	3,0	0,5	1,3	2,3	—	—	—	
	C	1,0	1,0	1,0	1,0	—	—	—	
Луговая пойменная тяжелосуглинистая	A	1,0	2,3	7,0	2,5	—	—	—	Владимирская обл.
	B	2,0	2,3	5,4	1,0	—	—	—	
	C	1,0	1,0	1,0	1,0	—	—	—	
Луговая черноземовидная пойменная	A	0,9	—	0,9	—	—	—	1,1	Тамбовская обл.
	A	1,3	—	1,0	—	—	—	1,0	
	A	1,2	—	1,1	—	—	—	1,0	
	A/B	1,0	—	1,0	—	—	—	1,0	
Луговая пойменная	$A_д$	1,0	0,8	0,9	0,9	—	—	—	Оренбургская обл.
	A_1	1,2	0,8	1,1	1,0	—	—	—	
	B	1,1	1,1	1,5	1,1	—	—	—	
	C	1,0	1,0	1,0	1,0	—	—	—	

Таблица 65

Микроэлементы в почвах сопряженных ландшафтов, *мг/кг*

Элемент	Автономный элювиальный	Транзитно-элювиально-аккумулятивный	Супераквальный аккумулятивный	Район, автор
Cu	14,4	28,0	20,0	Зап. Узбекистан, М. А. Риш (1964)
Co	6,8	10,0	8,3	
Zn	23,0	77,0	74,2	
Mo	2,4	4,2	4,8	
J	1,8	0,7	2,6	
B	89,0	110,0	110,0	
Sr	400	—	1000—2000	Таджикистан. Е. Ф. Засорина (1966)
Mn	820	—	2300	Смоленская обл., В. Д. Васильевская, Л. А. Гришина (1966)
V	59	—	99	
Co	5	—	34	Владимирская обл., Г. В. Добровольский, И. В. Якушевская (1961)
Ni	3	—	76	
V	17	—	140	
Mn	1300	—	2200	
Cu	56	—	70	
Cu	11	—	21	Псковская обл., И. В. Якушевская (1967)
Ni	13	—	50	
V	52	—	116	
Cr	67	—	125	
Mn	1359	—	4115	
Mo	2,9	—	8,0	Калужская обл., А. Н. Тюрюканов, В. Д. Васильевская (1962)
V	60	—	74	
Cr	89	—	91	
Mn	630	—	720	
Co	16	—	21	
Cu	16	—	38	
Co	11	—	13	Приамурье, В. Д. Васильевская (1959)
Ni	19,2	—	31,5	
Cu	15,4	—	69,4	
Zn	7,6	—	46,4	

ная аккумуляция микроэлементов в аквальных подчиненных ландшафтах: в донных отложениях озер и подводных почвах (табл. 66).

Отмеченные закономерности проявляются, однако, не всегда и не везде. Они не наблюдаются в районах, где почвы и породы автономных ландшафтов характеризуются резко повышенными кларками микроэлементов (выходы богатых пород или различия в механическом составе почв — тяжелых водораздельных и легких — пойменных). В этом случае дифференциация микроэлементов в почвах сопряженных ландшафтов отсутствует или сохраняется количественное преобладание микроэлементов в автономных почвах. Последний вариант возможен для районов, где микроэлементы закрепляются прочно в почвах и не выносятся горизонтальным током. Подобным образом на водоразделах таежной зоны улавлива-

Таблица 66

Распределение фтора в компонентах элементарных ландшафтов
(Белякова, 1969)

Ландшафт	№ разреза	Фтор, *мг*/100 *г* почвы	
		водно-растворимый	валовой
Элювиальный	1	0,17	43,3
Трансэлювиальный	2	0,33	54,4
Трансэлювиально-аккумулятивный	3	0,33	59,4
Транссупераквальный	5	—	61,2
Супераквальный	6	1,00	—
Аквальный	Донные отложения оз. Щучье	2,60	350,0

ются и закрепляются карбонатным экраном (карбонатные прослойки, карбонатная морена) микроэлементы семейства железа.

Все особенности «поведения» микроэлементов в почвообразовательном процессе и содержание их в материнских породах обусловливают уровень микроэлементов в главных типах почв. Для большинства микроэлементов между их содержанием в породах и почвах обнаруживается прямая достоверная корреляция ($r=0,5—0,8$; табл. 67). Очень низкие коэффициенты корреляции получены для йода, в ряде случаев для Co и Mn — микроэлементов, отличающихся высокой биогенностью.

Влияние всех перечисленных выше факторов, помимо породы, приводит к тому, что даже в почвах на одних и тех же отложениях варьирование в содержании микроэлементов все же значительно.

Коэффициенты варьирования особенно велики для Mn и B (табл. 68).

По степени варьирования содержания микроэлементы могут быть расположены в следующий убывающий ряд: Mn>B (Cu, Zn, Ni, Co, V, Cr)>Mo>J (Зырин, 1968).

Пестрота в содержании микроэлементов в почвах СССР возрастает с юга на север, от каштановых и черноземных почв к серым лесным и подзолистым, параллельно с увеличением варьирования в содержании гумуса, поглощенных оснований, с увеличением пестроты материнских пород и т. д.

Высокие коэффициенты варьирования содержания микроэлементов в почвах приводят к тому, что средние данные по типам почв сильно отличаются у разных авторов. Но тем не менее на основании сопоставления большого количества материала возможно констатировать следующие общие положения (табл. 69): микроэлементы семейства железа, за исключением марганца, преобладают на Русской равнине в степных и сухостепных почвах (на лёссах и лёссовидных карбонатных суглинках). Марганец содержится в больших количествах в почвах подзолистой зоны. Эта общая тенденция в распределении микроэлементов несколько нарушается близ Уральского хребта, вдоль которого благодаря влиянию горных пород расположена педогеохимическая зона, обогащенная микроэлементами семейства железа. Количество бора и молибдена достигает наибольших величин в засоленных почвах, особенно солончаках, в области солевых аккумуляций. Йод накапливается в почвах морских побережий и приморских областей с преобладанием в гумусированных почвах.

Таблица 67

Коэффициенты корреляции между содержанием валовых форм микроэлементов в почвах и породах
(Рабиович, 1969; Белициив, 1965; Обухов, 1968)

Микроэлемент	Коэффициент корреляции	Район
Ванадий	+0,80	Молдавия
	+0,90	Горный Дагестан
	+0,75	Бирма, тропический ландшафт
Хром	+0,72	Молдавия
	+0,62	Дагестан
	+0,39	Бирма
Никель	+0,67	Молдавия
	+0,57	Дагестан
	+0,80	Бирма
Молибден	+0,66	Молдавия
Бор	+0,56	Молдавия
	+0,94	Бирма
Титан	+0,53	Молдавия
	+0,84	Бирма
Кобальт	+0,44	Молдавия
	+0,23	Дагестан
	+0,84	Бирма
Марганец	+0,33	Молдавия
	+0,11	Дагестан
	+0,57	Бирма
Йод	+0,32	Молдавия
Медь	+0,74	Дагестан
	+0,80	Бирма

Содержание валовых форм микроэлементов в почвах дает лишь ориентировочное представление об обеспеченности почв микроэлементами, о возможном дефиците или избытке их. Растительность может использовать только часть микрсэлементов, находящуюся в физиологически доступной подвижной форме. Изучение этих форм микроэлементов представляет особенно большой интерес (табл. 70, 71).

В настоящее время для определения подвижных форм применяют разнообразные методы. Вытяжки, которыми извлекают микроэлементы из почв, обладают разной растворяющей способностью. Диапазон применяемых реактивов чрезвычайно велик — от сильных кислот до воды. Наибольшее количество анализов почв выполнено по методу Ринькиса — Пейве (0,1 н. H_2SO_4 для Mn; 1 н. KCl для Zn; 1 н. HCl для Cu; 1 н. HNO_3 для Co; оксалатный буферный раствор, по Григу, для Mo и водная вытяжка для B). Степень обеспеченности почв подвижными формами микроэлементов, установленная этим методом, приведена в табл. 72. Между тем значительная часть применяемых в этом методе вытяжек очень агрессивна и вряд ли отвечает действительно доступным формам. Критери-

Таблица 68

Варьирование содержания микроэлементов в горизонте A_1
(Зырии, 1968а)

Почва	Коэффициент варьирования, %									Район
	B	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	J	Mo	
Коричневая на сланцах	7,0	6,4	7,2	Не опр.	7,0	7,8	7,7	—	—	Крым
Коричневая на известняке	17,4	6,1	2,1	13,7	6,6	7,8	8,4	—	—	»
Каштановая	8,1	6,6	10,2	11,7	5,1	7,0	10,9	—	—	»
Южный чернозем	6,8	6,9	4,9	8,4	7,7	8,7	8,0	—	—	»
Обыкновенный чернозем	10,1	8,5	7,9	10,1	8,2	7,4	8,5	—	—	Великий Анадол
Мощный чернозем	8,0	2,6	6,3	11,5	5,6	5,7	5,1	1,1—5,2	—	Курская обл.
Серая лесная	9,1	7,1	6,7	10,5	7,1	5,9	10,0	4,5—6,6	—	Тульская обл.
Дерново-подзолистая	11,0	3,3	8,1	16,9	9,5	5,1	10,0	—	—	Смоленская обл.
Дерново-подзолистая	Не опр.	10,8	14,2	24,1	8,7	8,1	12,5	—	8,5	Московская обл.

Таблица 69

Содержание микроэлементов в почвах, *мг/кг*
(по данным А. П. Виноградова, 1957; Н. Г. Зырина, 1968а и материалам межвузовских совещаний по микроэлементам)

Почвы	Cu	Zn	Ca	Mn	V	Cr	Mo	B	J
Средние данные	20	50	10	850	—	—	2	10	5
Подзолистые	13	40	6	920	60	50	1,4	8	1,9
Черноземы	29	56	9,5	800	100	90	2,5	13	3
Каштановые	35	60	9	700	70	60	3,1	50	4,0

Таблица 70

Среднее содержание подвижных форм микроэлементов,
% от валового содержания*

Почвы	Cu	Co	Zn	Mn	Mo	В водно-растворимый
Подзолистые	25	15	5	20	1	2
Черноземы	12	10	1	10	10	10

* В табл. 70—72 приведены материалы Всесоюзного совещания по разработке методики крупномасштабного картирования почв на содержание подвижных форм микроэлементов. М., 1968.

Таблица 71

Содержание подвижных форм микроэлементов в почвах, *мг/кг*

	Cu	Co	Zn	Mn	Mo	B
Пределы колебаний	Сл.—30,0	0,01—7,1	Сл.—26,0	1—1000	0,01—1,50	0,02—32,5
Колебания в пределах 80% случаев	0,3—10,0	0,2—6,0	0,2—10,0	5—300	0,05—1,00	0,05—2,00
Растворитель	1 н. HCl	1 н. HNO_3	1 н. KCl	0,1 н. H_2SO_4	Оксалатная вытяжка (по Григу)	Горячая вода

Таблица 72

Группировка почв по содержанию в них подвижных форм микроэлементов, *мг/кг*

Степень обеспеченности	Mn	Zn	Cu	Co	Mo	B	Район, автор
Недостаточная	<10	<1	<1,5	<1	<0,15	<0,2	Прибалтика, Я. В. Пейве
Средняя	10—50	1—3	1,5—3	1—3	0,15—0,30	0,2—0,5	
Высокая	>50	>3	>3	>3	>0,30	>0,5	
Недостаточная	<9,5	<1,8	<1,5	<1,5	0,15	<0,25	Азербайджан, Гюльахмедов
Средняя	9,5—15,8	1,8—4,5	1,5—3,8	1,5—2,8	0,15—0,28	0,25—1,5	
Высокая	>15,8	>4,5	>3,8	>2,8	>0,28	>1,5	
Недостаточная	<400 0,5 н. H_2SO_4	<0,3	<5 при pH 5 <10 при pH 7	<1,5	<2	<0,5	Украина, П. А. Власюк
Недостаточная	<0,1	<0,2	<0,3	<0,1	<0,05	<0,1	Сибирь и ДВК, О. В. Макеев
Средняя	0,1—100	0,2—5,1	0,3—7,0	0,1—2,0	0,05—0,5	0,1—1,0	
Высокая	>100	>5,1	>7,0	>2,0	>0,5	>1,0	
Достаточная	75—100	2,1—3,0	2,5—5,5	1,8—3,0	0,25—0,40	0,5—1,1	Алтайский край, Я. Г. Баркан

ем доступности микроэлементов должны быть сами растения. При сопоставлении потребления микроэлементов растениями и количеством микроэлементов, извлекаемых агрессивными вытяжками, установлено, что используется менее 1% от содержания подвижных форм микроэлементов в почвах. Опыты проводились с сахарной свеклой, ячменем, пшеницей, овсом и другими сельскохозяйственными культурами (Лупинович, Дубиковский, 1969).

Интересные результаты получены при сопоставлении количества микроэлементов, выделенных из почв различными вытяжками, и количества микроэлементов, использованных проростками растений (Зырин, Стоилов, 1965; Стоилов, 1965). Метод проростков — один из наиболее оперативных и перспективных, хотя не лишен недостатков, поскольку опыты проводятся только с растениями, имеющими мелкие семена (содержащие минимальные количества микроэлементов), а результаты исследования относятся только к первым стадиям развития растений. Но тем не менее

вопрос доступности решается, хотя и с некоторой долей условности, самими растениями.

Исследованиями методом проростков установлена наибольшая целесообразность применения неагрессивных вытяжек для определения действительно доступных форм микроэлементов (фактор интенсивности). Раствор Барона и 2,5% раствор CH_3COOH для Mn, Cu и Zn, 1 н. KCl для Zn, 0,4 н. $MgSO_4$ для Mo дают результаты, наиболее сопоставимые с количеством микроэлементов, используемых проростками растений (коэффициент корреляции 0,8—0,99). В эти вытяжки переходят главным образом воднорастворимые соединения и легко обменивающиеся ионы. Сильно действующие агрессивные вытяжки характеризуют потенциальные запасы подвижных микроэлементов (фактор емкости).

Количество подвижных форм микроэлементов в почвах варьирует в значительно большей степени (в 2—4 раза), чем валовое содержание; коэффициент варьирования достигает 60—75% (Зырин, 1968б). Варьирование наблюдается не только в пространстве, но и во времени, в течение вегетационного периода (табл. 73). Колебания содержания подвижных форм микроэлементов в динамике в ряде случаев превышают варьирование в пространстве. Это обстоятельство еще больше затрудняет определение подвижных форм микроэлементов в почвах. Одноразовые определения дают малодостоверные результаты.

Таблица 73

Динамика подвижных форм микроэлементов в течение вегетационного периода в слое 0—20 *см*, *кг/га*

(Бондаренко, 1962)

Почва	Месяц наблюдения	Cu	Zn	Co	Ni
Торфяисто-перегнойно-глеевая	V	13,30	20,67	5,37	8,70
	VI	8,75	11,33	9,20	3,62
	VII	23,20	11,47	12,73	3,98
Лисохвостово-щучковый луг. Пойма Москвы-реки	VIII	11,05	18,76	9,90	17,18
	IX	13,27	17,06	3,36	10,28
	XI	7,15	20,99	2,04	11,45

Варьирование подвижных форм микроэлементов во времени определяется в основном динамичностью условий среды (влажностью, величинами pH, Eh) и интенсивностью потребления микроэлементов растительностью.

Варьирование в пространстве связано с содержанием валовых форм микроэлементов, количеством гумуса, карбонатов, илистой фракции и т. д. Наибольшая корреляция прослеживается между содержанием подвижных и валовых форм микроэлементов, взаимосвязь с другими свойствами почв менее четкая (рис. 73, табл. 74).

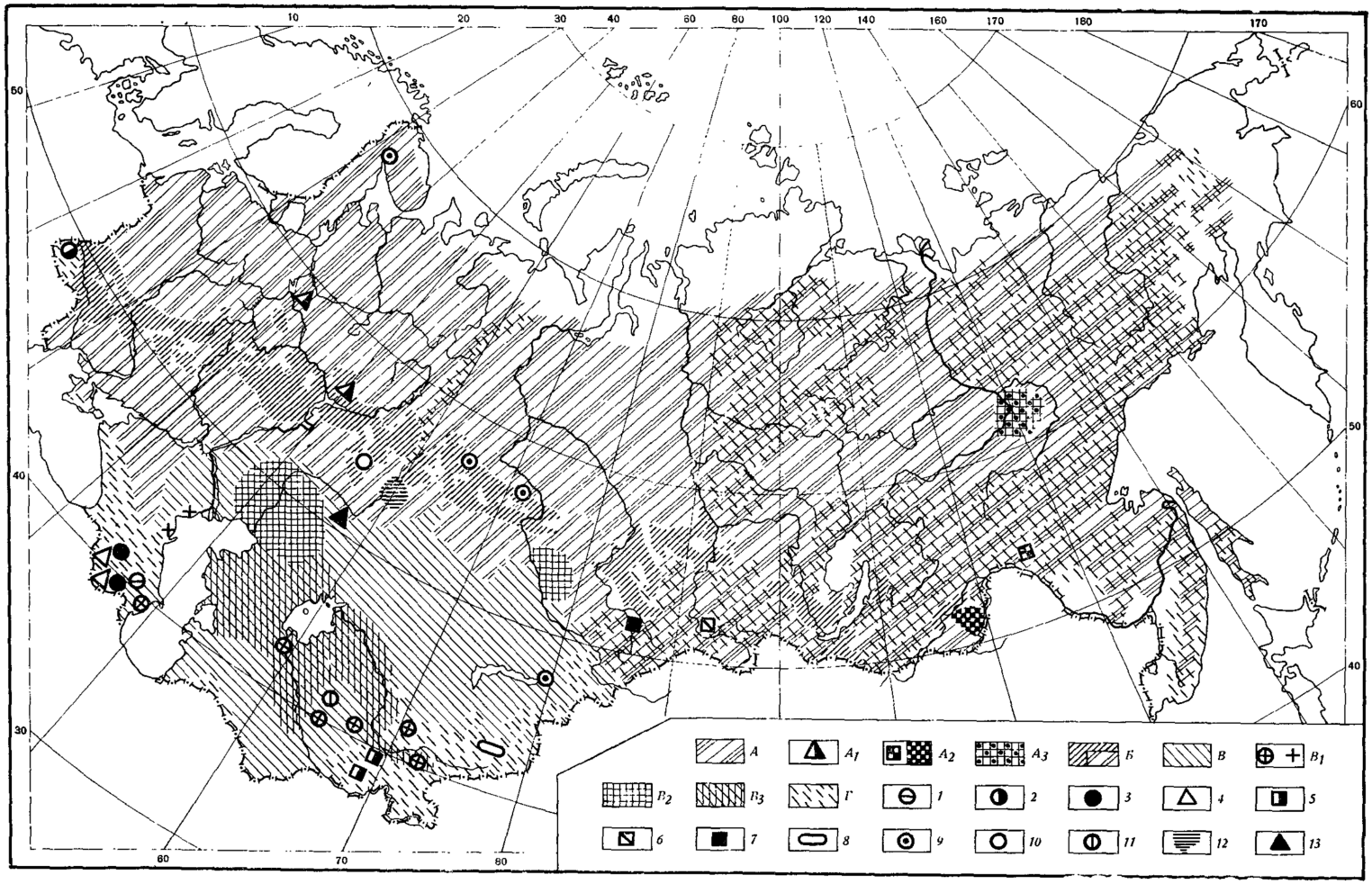


Рис. 73. Схематическая карта биогеохимических зон и провинций СССР (Ковальский, Андрианова, 1970)

I. Биогеохимические зоны и зональные провинции, в которых комбинируются признаки зон по концентрациям и соотношениям химических элементов

А — таежно-лесная нечерноземная зона. Биологические реакции организмов определяются недостатком кальция, фосфора, калия, кобальта (73%) *, меди (70%), йода (80%), молибдена (55%), бора (50%), цинка (49%), достаточным содержанием марганца (72%), относительным избытком стронция (15%), особенно в поймах рек. Почвы кислые дерново-подзолистые, подзолистые, супесчаные, песчаные, торфяно-болотные, пески. По всей зоне распространены следующие провинции.

Бедные кобальтом: в пастбищных растениях и в сене содержание кобальта $5 \cdot 10^{-6}$% и меньше, иногда — до $2{,}4 \cdot 10^{-5}$%; в организме отмечается снижение содержания кобальта, ослабление синтеза витамина B_{12}; эндмии — анемии, акобальтозы, гипо- и авитаминозы B_{12} (у овец, реже — у крупного рогатого скота, редко — у лошади, свиньи); подкормка животных солями кобальта повышает продуктивность и предупреждает анемии.

Бедные медью: в пастбищном сене и травах наблюдается недостаток меди (30% проб ниже $3 \cdot 10^{-4}$%, даже $7{,}2 \cdot 10^{-5}$%); в организме понижено содержание медн, ослаблен синтез окислительных ферментов, гемосидероз; эндемические анемии (овцы, крупный рогатый скот, реже — другие виды); эндемическое полегание и невызревание злаков; подкормка животных солями меди повышает продуктивность.

Бедные йодом: низкое содержание йода в кормах и пищевых продуктах (75% проб пастбищных растений содержат йода меньше $8 \cdot 10^{-6}$%, до $2 \cdot 10^{-7}$%); в организме понижено содержание йода, нарушен синтез гормонов щитовидной железы, эндемическое увеличение щитовидной железы, эндемический зоб (все виды домашних животных, человек); подкормка животных солями йода повышает продуктивность, снижает эндемии.

Бедные медью и кобальтом (чаще — на торфяных почвах): ослаблен синтез витамина B_{12} и окислительных ферментов, эндемические анемии, акобальтозы, гипо- и авитаминозы B_{12}, осложненные недостатком меди (овцы, крупный рогатый скот); соли кобальта+соли меди, добавленные в рацион, предупреждают эндемии.

Бедные кальцием и фосфором: нарушен обмен веществ костной ткани, эндемические заболевания костно-суставной системы (чаще у молодняка животных): кальциево-фосфорные соли повышают продуктивность, предупреждают эндемии.

На территории зоны встречаются следующие провинции:

A_1. Бедные йодом и кобальтом: нарушение синтеза гормонов щитовидной железы усиливается недостатком кобальта (все виды животных, человек); эндемии могут предупреждаться солями кобальта.

A_2. Обогащенные стронцием, бедные кальцием (районы Читинской и Амурской обл.): отношение Sr/Ca в кормах и пищевых продуктах достигает 140 по сравнению с 14 для контрольных районов; нарушение минерального обмена и активности фосфатазы; эндемическое нарушение формирования костной ткани, хондродистрофии; уровская болезнь (животные, человек); могут предупреждаться солями кальция и фосфора.

A_3. Районы Центральной Якутии, обогащенные стронцием: концентрирование его растениями в поймах рек и аласов Центральной Якутии; повышенное содержание бора в почвах, нормальное содержание меди и кобальта (мерзлото-таежные палевые и луговые почвы на алювиальных отложениях — районы Центральной Якутии).

Б. Лесостепная и степная черноземная зоны (включая серые лесные почвы).

Биологические реакции организмов определяются достаточным содержанием кальция, кобальта (96—77%, соответственно для серых лесных и черноземных почв), меди (72—76%), марганца (75—71%), иногда — недостатком подвижного марганца, сбалансированностью йода, молибдена с другими элементами, недостатком калия, редко — бора, часто — фосфора. Почвы нейтральные, слабощелочные-черноземные, серые лесные, частично каштановые. Биологических реакций, характерных для других зон, обычно не наблюдается. Эндемическое увеличение щитовидной железы и зоб встречаются у животных на серых лесных почвах, в поймах рек и на выщелоченных черноземах. Подкормка солями микроэлементов желательна при высокой продуктивности, солями йода — в местах распространения эндемии зоба.

В. Сухостепная, полупустынная и пустынная зоны. Биологические реакции определяются повышенным содержанием сульфатов, бора (88%), цинка (76%), часто стронция (47%), относительно высоким — молибдена (более 40%), относительно низким — меди (около 40%) и часто кобальта (52%); в некоторых пустынных районах —

* В скобках указано число образцов в процентах к общему количеству исследованных. (*Ред.*)

избытком нитратов, при котором возможна эндемическая метгемоглобинемия. Почвы нейтральные и щелочные бурые, пустынно-степные, светло-каштановые, солонцеватые, солончаковые, солонцы, песчаные, лугово-степные.

Распространены следующие провинции.

B_1. С относительно недостаточным содержанием меди, избыточным — молибдена и сульфатов: в почвах провинции Дагестана отношение $Cu : Mo : SO_4 = 1 : 0{,}58 : 327$; $Cu : SO_4 = 1 : 1173$; в почвах гидроморфных провинций Узбекистана отношение $Cu : Mo : SO_4 = 1 : 0{,}27 : 890$; в почвах контрольных районов — $1 : 0{,}1 : 150$; у животных наблюдаются понижение содержания меди в тканях, активность окислительных ферментов (печень, центральная нервная система, кровь), нарушение координации движений, судороги, параличи, эндемическая атаксия (ягнята, реже козлята, телята, буйволы); добавка к рациону солей меди повышает продуктивность, предупреждает эндемию.

B_2. Богатые бором: в пастбищных растениях и растительных пищевых продуктах содержание бора повышено — $1{,}5 \cdot 10^{-4}$—$1 \cdot 10^{-1}$%, концентрирование бора в организмах (исключение составляют злаки, не концентрирующие бор); у животных понижена активность амилазы и частично протеиназ пищеварительного тракта; нарушено выделение бора почками; эндемические энтериты, иногда — пневмонии (овцы, верблюды, человек); возможна подкормка солями меди, необходима заготовка злакового сена.

B_3. Районы, перспективные для изучения борных провинций.

Г. Горные зоны (на различных высотах имеют различную биогеохимическую характеристику).

Биологические реакции разнообразны и определяются изменчивой концентрацией и соотношением многих элементов, недостатком йода (95%), иногда — недостатком кобальта (31%), меди (28%), цинка (24%), избытком молибдена, кобальта, меди, свинца, цинка, стронция и других элементов. Почвы горные, разнообразные по всем зонам. Встречаются следующие провинции.

Бедные йодом: распространен эндемический зоб (животные, человек); бедные кобальтом: у животных возможны гипо- и авитаминозы B_{12}; бедные медью: у животных — анемии; бедные кальцием: нарушение минерального обмена в костной ткани.

II. Азональные биогеохимические провинции, признаки которых не соответствуют характеристике зон

1. Богатые кобальтом: в пастбищных растениях содержится кобальта около $1 \cdot 10^{-4}$%; у животных усилен синтез витамина B_{12}.

2. Бедные йодом и марганцем: некоторое усиление эндемии зоба (животные, человек).

3. Богатые свинцом: в суточном пищевом рационе человека содержание свинца 0,6 *мг*, в контрольных районах — около 0,3 *мг* (в организме содержание свинца повышено); эндемические нервные заболевания — цефалгии, миалгии и др. (человек).

4. Богатые молибденом: в пастбищных растениях много молибдена (более $5 \cdot 10^{-4}$%); повышено содержание молибдена в тканях; повышен синтез ксантиноксидазы, увеличено образование мочевой кислоты и ее содержание в крови и моче; эндемическая подагра у человека, молибденовый токсикоз у животных.

5. Богатые стронцием и кальцием: стронций концентрируется в организмах животных и растений; нарушен минеральный обмен костной ткани; повышено содержание стронция в костях, повышена активность фосфатаз эпифизарного хряща, нарушен обмен лимонной кислоты. При некоторых формах рахита витамин D не проявляет активности; эндемии ломкости костей у животных; у человека рахит может быть осложнен стронцием; хондродистрофии.

6. Обогащенные селеном: в растениях провинции содержание селена $1{,}2 \cdot 10^{-3}$—$5 \cdot 10^{-6}$%, в Тувинской АССР селен концентрируется в тканях животных и растений; деформация копыт у животных, облысение овец; хлороз листьев; некроз тканей некоторых растений.

7. С нарушенным соотношением меди, молибдена, свинца: эндемические заболевания желудочно-кишечного тракта (молодняк крупного рогатого скота).

8. Обогащенные ураном: в пастбищных растениях много урана — $4{,}6 \cdot 10^{-5}$—$3{,}4 \cdot 10^{-6}$%; в контрольных районах $2{,}4 \cdot 10^{-6}$—$4{,}1 \cdot 10^{-7}$%; концентрирование урана тканями сельскохозяйственных животных, рыб и растениями; изменчивость растений — концентраторов урана.

9. С и з б ы т к о м ф т о р а: содержание фтора в воде выше $5 \cdot 10^{-5}$%; нарушено окостенение; наблюдается деформация костей, сужение полости костно-мозгового канала; эндемический флюороз (животные, человек).

10. О б о г а щ е н н ы е м е д ь ю: в растительных кормах отношение никеля к меди равно 1 : 3,3 (в сене в среднем около $3{,}3 \cdot 10^{-2}$%); медь концентрируется в тканях животных: цирроз печени, эндемическая анемия, желтуха (овцы).

11. С н а р у ш е н н ы м о б м е н о м м е д и: под влиянием отравления пирролизидиновыми алкалоидами пастбищных растений у животных нарушается обмен меди, повышается в печени содержание меди, в крови — билирубина; повышается активность трансаминаз; эндемическая иктерогемоглобинурия.

12. Б о г а т ы е н и к е л е м, с т р о н ц и е м, б е д н ы е к о б а л ь т о м, м а р г а н ц е м: нарушение минерального обмена костной ткани; эндемическая дистрофия костной ткани животных.

13. Б о г а т ы е н и к е л е м: в растительных кормах отношение никеля к меди равно 1 : 0,6; отложение никеля в эпидермальных тканях (особенно — в роговице глаз); возможны эндемические болезни

Таблица 74

Коэффициент корреляции между содержанием валовых и подвижных форм микроэлементов в почвах

Почвы	Показатели	B	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Mo
Кислые и нейтральные тропические (Бирма)	Валовое содержание	0,28	0,68	0,47	0,43	0,44	—	—
	Гумус	0,50	0,73	0,36	Нет	0,58	—	—
	Илистая фракция	0,23	0,09	Нет	0,33	0,26	—	—
Карбонатные тропические (Бирма)	Валовое содержание	0,03	0,22	0,23	0,27	0,35	—	—
	Гумус	0,27	0,01	0,58	0,39	0,41	—	—
	Илистая фракция	0,35	0,15	0,30	0,23	0,30	—	—
	Карбонаты	0,41	0,38	0,45	0,39	0,75	—	—
Коричневые карбонатные (Крым)	Валовое содержание	0,19	0,84	—	—	—	—0,69	0,56
	Гумус	0,52	0,50	—	—	—	Недостоверная	Недостоверная
	Карбонаты	Недостоверная	0,40	—	—	—	—0,41	—
Коричневые некарбонатные (Крым)	Валовое содержание	0,14	0,67	—	—	—	0,61	0,87
	Гумус	0,52	Недостоверная	—	—	—	Недостоверная	Недостоверная
	Карбонаты	—	—	—	—	—	—	—
Чернозем карбонатный (Крым)	Валовое содержание	0,48	0,58	—	—	—	0,99	—
	Гумус	0,79	0,35	—	—	—	—0,32	—
	Карбонаты	—	0,48	—	—	—	0,43	—
Дерново-подзолистые (Московская обл.)	Валовое содержание	—	—	0,41	—	0,41	—	0,63
	Гумус	—	—	0,66	—	—0,64	—	Недостоверная
Дерново-подзолистые (Псковская обл.)	Валовое содержание	0,52	—	—	—	0,81	—	—
	Гумус	0,82	—	—	—	0,76	—	—
	Илистая фракция	0,60	—	—	—	0,67	—	—

ЧАСТЬ СЕДЬМАЯ

ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Почвообразование на скалах под литофильной растительностью

Почвообразование под покровом лесной растительности

Почвообразование под покровом травянистой растительности (дерновый почвообразовательный процесс)

Почвообразование в гидроморфиых условиях

Образование и особенности культурных почв

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ НА СКАЛАХ ПОД ЛИТОФИЛЬНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ

Как ни безжизненны по внешнему виду голые скалы изверженных и плотных метаморфических пород, в действительности мелкие неровности и трещины на них широко используются литофильными организмами. Поверхность застывших лав и скальных пород, разбитых трещинами на блоки, густо заселена бактериями, низшими растительными и животными организмами. Эти организмы совместно с гидротермическими факторами оказывают огромное влияние на породу и минералы, слагающие скалы, и обусловливают возникновение своеобразной «эмбриональной стадии» почвообразования, которая предшествует нормальному почвообразовательному процессу в условиях элювиального ландшафта.

В числе литофильных организмов, вызывающих глубокие изменения горных пород и минералов, необходимо назвать скальные микроорганизмы (бактерии, микобактерии, актиномицеты, водоросли, грибы), лишайники, мхи, простейшие животные организмы. Роль литофильных организмов в разрушении горных пород и в создании мелкоземистого материала отмечена уже более столетия назад как отечественными, так и зарубежными исследователями, однако систематические исследования в этом направлении выполняются лишь в последние 20—25 лет.

Мы не можем утверждать, что современные низшие организмы аналогичны тем автотрофным организмам, которые, появившись на Земле, вызвали начало биологического круговорота химических элементов на суше и начало первичного почвообразовательного процесса. В то же время есть основания думать, что современные низшие организмы в общем унаследовали черты, свойственные их далеким предкам. Изучая современное почвообразование под литофильными организмами, можно подойти к пониманию древнего почвообразовательного процесса на заре появления жизни на Земле.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ ПОД ВЛИЯНИЕМ НАСКАЛЬНЫХ МИКРООРГАНИЗМОВ

Исследованиями Н. А. Красильникова (1949, 1956), Д. М. Новогрудского (1956), В. О. Таусона (1947), М. А. Глазовской (1950а, б), И. А. Ассинг (1950), И. В. Александровой (1951), Н. Н. Сушкиной

(1965) и других установлено повсеместное присутствие обильной микрофлоры на базальтах и туфах Армении, на серпентинах, гранитах и гранито-гнейсах Северного Кавказа и Центрального Тянь-Шая, горных породах Крыма и Памира как на малых высотах, так и на высоте 2—4 тыс. *м* над ур. моря. Д. М. Новогрудский и Н. А. Красильников обнаружили, что еще до поселения лишайников на поверхности скал появляются различные виды бактерий из родов Bacterium, Mycobacterium и Pseudomonas. В первичных «бактериальных почвах», имеющих мощность 1—5 *мм*, обнаружены олигонитрофилы, аммонификаторы и нитрификаторы.

Вопрос о роли микроорганизмов в наскальном почвообразовании высокогорной Арктики был рассмотрен Н. Н. Сушкиной (1960, 1965). Ею установлено, что в этих условиях примитивные почвы и наскальный мелкозем обычно обильно населены микроорганизмами. Количество их часто исчисляется сотнями тысяч и даже миллионами в 1 *г* почвы, состав этих микроорганизмов также довольно разнообразен. Он представлен в основном неспороносными бактериями и микобактериями, актиномицеты и грибы — малочисленны (табл. 75). Среди наскальных микроорганизмов широко распространены, кроме того, диатомовые, синезеленые и зеленые одноклеточные водоросли, а также их спутники — коккобактерии.

Таблица 75

Количественный и групповой состав микроорганизмов в скальных примитивных почвах
(Красильников, 1956)

Порода	Состав микроорганизмов, *тыс/г*						Район
	всего	бактерии		микобактерии	актиномицеты	грибы	
		спороносные	неспороносные				
Базальт	500	30	335	120	12	3	Армения
Туф красный	60	2	40	17	0,9	0,1	»
Базальт под лишайником	1200	60	800	300	35	5	»
Гранит	600						Памир
Известняк	800	40	550	180	18	2	Крым
Известняк под лишайником	1500	30	1100	350	18	2	»

Все эти микроорганизмы отличаются исключительной приспособленностью к суровым условиям внешней среды (периодическое безводие, отсутствие органического вещества и соединений азота, мерзлота и резкие колебания температуры). Некоторые из них обходятся ничтожным количеством органического вещества и азота либо совсем не нуждаются в них, обладая способностью усваивать атмосферный азот (микобактерии, олигонитрофилы) и синтезировать органические азотистые соединения (автотрофные бактерии, серобактерии, железобактерии, нитрификаторы и т. д.). Особой приспособленностью в этом отношении отличаются диатомовые, синезеленые и зеленые водоросли, которые являются фотосинтезирующими организмами. Многие из синезе-

леных водорослей способны еще и фиксировать азот (Таусон, 1947; Штина, 1964).

Зольный состав массы микроорганизмов изучен плохо, но все же есть указания на то, что общее содержание золы в сухом веществе бактериальной ткани достигает 7—10%. В сухом веществе бактериальной ткани содержится 10—12% азота (N), 2—5% фосфора (P_2O_5), 1—2,5% калия (K_2O), 0,3—0,8% магния (MgO) и кальция (CaO). Обычно в небольших количествах присутствуют также соединения железа, кремнезема, серы, меди и др. Зольность одноклеточных водорослей много выше и достигает 20—40%; в составе золы водорослей содержится значительное количество кальция, натрия, серы, хлора, фосфора, а у диатомовых, кроме того, много кремнезема.

Как отмечают И. В. Александрова и Н. Н. Сушкина, микроорганизмы при начальном почвообразовании формируют свой специфический устойчивый «микробный ценоз», который исчезает в более развитых почвах. Установлено, что такие микробные ценозы образуют гумусовые кислоты, близкие к фульвокислотам, что весьма активирует процессы выветривания пород и минералов.

Присутствие в составе биомассы скальных микроорганизмов минеральных веществ свидетельствует о разрушении ими монолитных горных пород. Поглощение зольных веществ микроорганизмами происходит непропорционально содержанию этих веществ в горных породах и минералах. Некоторые элементы, имеющие относительно большее физиологическое значение (фосфор, сера, калий, кальций), поглощаются избирательно.

О разрушении микроорганизмами кристаллической решетки алюмосиликатных минералов известно по исследованиям В. И. Вернадского, который указывал на возможность разрушения каолинита под воздействием диатомовых водорослей. А. П. Виноградов и Е. А. Бойченко (1942) экспериментально показали, что накрит разрушается при воздействии водорослей и азотобактера. Н. П. Ремезовым и его сотрудниками было доказано сильное разрушающее влияние почвенных бактерий на первичные и вторичные минералы (Новороссова и др., 1947). В. Г. Александровым и Г. А. Заком (1950) установлено, что под влиянием бактерий разрушаются минералы и увеличивается подвижность калия и его доступность для растений.

Исследованиями Н. А. Красильникова (1947, 1949), И. А. Ассинг (1949) и М. А. Глазовской (1950) доказано повсеместное распространение процессов разрушения кислых, щелочных и ультращелочных магматических пород под воздействием микроорганизмов в результате их жизнедеятельности.

Разрушение горных пород происходит не равномерно, а очагами, местонахождение которых обусловлено наличием менее прочных минералов (слюды, биотит, ортоклаз). Судя по иследованиям М. А. Глазовской и Н. А. Красильникова, под воздействием скальных микроорганизмов в образующемся мелкоземе появляются аморфные опаловидные формы кремнезема, гидроокиси железа, вторичные глиноподобные минералы, напоминающие по своим свойствам монтмориллонит, бейделлит, серицит. Одновременно накапливаются органические, органо-минеральные и минеральные соединения, являющиеся уже продуктами этого «эмбрионального» почвообразовательного процесса.

Скальные микроорганизмы продуцируют мелкие стяжения углекислого кальция, обычно аморфные, которые позже переходят в кристал-

лическую форму. Скопления микробиогенного углекислого кальция достигают иногда заметных размеров, образуя налеты и корки. В конечном итоге формируется некоторое количество микробной органо-минеральной мелкоземистой пыли, которую, конечно, нельзя рассматривать как почву, но которая, представляя сочетание органических азотистых и минеральных соединений, прошедших через переработку микроорганизмами, служит субстратом для поселения более высокоразвитых организмов, какими являются грибы и лишайники.

Микроагрегаты, органические остатки и растворимый материал систематически поступают в общий геохимический поток продуктов выветривания и почвообразования от возвышенностей к низменностям и океану. Этот материал смывается водой, увлекается ветром и в последующем участвует в образовании эоловых, делювиальных, аллювиальных и морских отложений.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ ПОД ПОКРОВОМ ЛИШАЙНИКОВ

Лишайники представляют собой симбиотические организмы, состоящие из зеленых или синезеленых водорослей и грибов.

Роль этих организмов в почвообразовании изучалась Б. Б. Полыновым (1945, 1947, 1953), Е. А. Яриловой (1947), И. А. Ассинг (1949), Ф. И. Левиным (1949а), Т. И. Евдокимовой (1957) и др.

Многие лишайники приспособлены к крайне суровым условиям существования на поверхности скал как в арктических и высокогорных областях, так и в безводных жарких пустынях. На скалах вначале поселяются так называемые эндолитические лишайники, они живут внутри субстрата горной породы. Горные породы, измененные деятельностью микроорганизмов и эндолитических лишайников, в последующем заселяются эпилитическими (поверхностными) лишайниками. В числе последних различают накипные, листоватые и кустистые лишайники.

Воздействие лишайниковой флоры на поверхность изверженных и осадочных горных пород сложно и разнообразно. Оно сочетается с влиянием механических, физических и химических факторов выветривания горных пород и минералов. Рост и жизнедеятельность лишайников весьма ускоряют процесс выветривания и обусловливают возникновение более развитой формы почвообразовательного процесса, создающего значительные массы почвенного мелкозема, который обладает элементами плодородия.

В разных условиях климата и горных пород, на различных стадиях развития лишайникового покрова влияние его на горную породу, естественно, различно. Высыхая и деформируясь, лишайниковая корочка, тесно сросшаяся с поверхностью горной породы, отрывает кусочки породы, захватывая их в свои ткани. Внедряясь по трещинам между минералами и по плоскостям спайности кристаллов в породу на глубину 0,5—2 *мм*, ризоиды лишайников воздействуют на нее как механически, так и биохимически. Лишайники образуют органические кислоты (лишайниковые, лимонную, щавелевую и др.), поэтому ризоиды лишайников способны разрушать даже кварц.

В таломе лишайников, помимо синезеленых водорослей, обитает значительное количество различных микроорганизмов. Исследования Н. А. Красильникова (1956) показали, что число клеток таких микро-

организмов в теле лишайников достигает 60 млн. и даже 2—8 млрд. в 1 *г*. Среди микроорганизмов особенно много олигонитрофилов, которые могут за вегетационный период синтезировать до 80 *кг/га* азота. Синезеленые водоросли в свою очередь могут связать до 200—250 *кг/га* азота.

Таким образом, по данным Н. А. Красильникова, лишайники могут вовлекать в биологический круговорот при начальном почвообразовательном процессе на скалах более 300 *кг/га* азота ежегодно. Часть этого азота, однако, выщелачивается и уносится геохимическим потоком в речные воды и аллювиально-делювиальные наносы склонов и низменностей.

Зольность различных лишайников колеблется в пределах от 0,7 до 1—2%. Накипные лишайники отличаются бóльшим содержанием золы, а листоватые и кустистые — меньшим[1]. Если учесть массу сухого органического вещества на поверхности скалы и среднее количество зольных веществ, то выяснится, что в покрове, образуемом лишайниками, может содержаться до 50 *кг/га* зольных веществ. Однако ввиду того, что лишайники живут относительно долгое время, следует считать, что годичный круговорот зольных веществ невелик. Лишайники являются концентраторами серы, фосфора и калия. Часто в их золе содержится очень большое количество кальция (табл. 76). Кремний, железо, алюминий хотя и в небольшом количестве, но также всегда присутствуют в золе лишайников.

Лишайники оказывают сильное разрушающее воздействие на первичные минералы и всю породу. В значительной степени разрушаются авгиты, роговые обманки, плагиоклазы. Слабее — полевой шпат и апатит; преимущественно механическим путем разрушаются кристаллы кварца, которые чаще обходятся ризоидами. Наиболее сильно и полно разрушаются биотит, мусковит, хлорит. Магнетит обычно переходит в пленки лимонита.

Возникающий под воздействием лишайников мелкозем скапливается в трещинах, карманах и нишах горных пород (2—3 *см*) и у основания небольших склонов в виде делювия. В массе этого мелкозема присутствует немало обломков выветрелых горных пород и первичных минералов. Кроме того, здесь констатируется довольно заметное количество вторичных минералов, образованных в результате почвообразовательного процесса под покровом лишайников. Подобные примитивные почвы на Кавказе, например, содержат до 35% вторичных глинных минералов (Парфенова, 1950).

В результате жизнедеятельности и отмирания лишайников и сопутствующих им микроорганизмов в мелкоземе, как правило, скапливается значительное количество органического вещества — 3—10%. В условиях высокогорного Кавказа — до 30—40%.

Гумусообразование под покровом лишайников проходит в общих чертах так же, как и под покровом высших растений. Хотя типичных форм лигнина в составе растительной массы лишайников не имеется и процесс их разложения и гумификации идет медленнее, чем у высших растений, конечные продукты гумификации под покровом лишайников сходны с гумусом обычных почв.

---

[1] Есть данные о бóльшей зольности лишайников — 10—16 и даже 45—52%, но они вызывают сомнение.

Таблица 76

Химический состав золы наскальных растений, %

Растения и горные породы	Зола	П. п. п.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	Автор и год
Parmelia centrifuga	16,12	—	3,02	1,78	1,17	Сл.	40,09	1,07	1,61	0,45	0,96	1,32	М. А. Бобрицкая, 1950
Gyrophora decussata	0,87	—	17,83	3,58	3,20	Сл.	6,99	8,76	25,11	1,13	13,03	4,38	
Cetraria islandica	5,17	—	2,42	2,23	0,79	Сл.	42,44	4,08	3,56	1,32	1,29	6,21	
Диорит	—	3,41	51,02	19,11	8,46	0,14	8,40	3,28	2,97	2,56	0,30	0,59	
Parmelia sp.	10,40	—	8,13	4,05	1,50	Сл.	25,69	1,99	3,67	0,44	2,41	1,77	М. А. Бобрицкая, 1950
Gyrophora cylindrica	2,69	—	14,69	7,08	4,61	Сл.	0,45	3,54	15,98	1,03	9,48	9,99	
Cetraria islandica	2,90	—	10,73	2,16	1,19	Сл.	23,03	2,45	9,07	1,85	4,49	8,51	
Гранит	—	0,83	79,19	15,28	0,51	Нет	2,47	0,25	3,44	2,95	0,07	0,48	
Gyrophora cylindrica	1,60	—	18,77	0,29	4,55	0,30	5,44	4,16	27,23	13,67	9,00	16,21	Е. А. Ярилова, 1947
Амфиболит	—	0,60	48,19	15,91	12,96	0,42	10,47	5,65	2,32	2,44	0,20	Сл.	
Gyrophora cylindrica	1,29	—	12,83	2,17	2,81	0,34	5,12	5,93	24,00	10,70	15,55	18,00	
Squamaria rubina	2,40	—	7,95	0,15	2,24	0,21	46,38	1,17	18,67	4,42	8,12	8,02	
Haematomma ventosum	7,88	—	1,13	0,68	0,27	Сл.	17,01	1,38	13,10	1,50	1,02	2,12	
Слюдистый сланец	—	2,35	70,14	15,06	3,91	0,10	1,58	0,91	2,64	2,93	0,21	Сл.	
Gyrophora	3,30	—	24,42	13,53	9,90	0,23	6,27	4,95	15,51	Не опр.	5,60	15,84	Т. И. Евдокимова, 1957
Stereocaulon pashale	0,80	—	20,00	10,00	6,25	0,50	12,50	6,25	13,75	» »	8,75	21,25	
Parmelia saxatilis	3,16	—	35,44	16,46	12,03	0,63	12,34	5,70	6,00	» »	3,80	7,60	
Peltigera aftosa	3,26	—	41,00	7,66	5,21	0,92	13,50	5,21	14,11	» »	7,06	2,46	
Эпидото-актинолито-хлоритовый сланец	—	2,36	53,76	14,16	15,69	0,09	5,47	3,76	0,72	» »	0,70	0,16	
Diploschistes scruposus	8,7	—	23,08	14,78	6,93	0,11	39,48	3,52	2,43	1,33	1,60	2,00	Ф. И. Левин, 1949, а,б (анализ породы на прокаленную навеску, анализ лишайников на золу без песка и CO_2)
Parmelia prolixa	4,77	—	15,93	13,64	6,09	0,27	39,04	2,74	9,29	2,05	5,47	5,19	
» conspersa	3,92	—	13,29	10,83	5,20	0,05	47,92	3,15	8,15	1,67	6,66	2,99	

Таблица 76 (окончание)

Растения и горные породы	Зола	П. п. п.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	SO_3	Автор и год
Поверхность диорита	—	3,51	63,62	17,17	8,40	0,18	5,19	1,43	0,27	3,60	0,17	0,13	
Диорит	—	1,93	58,77	19,37	9,88	0,25	6,34	2,39	0,94	2,64	0,17	0,35	
Gyrophora	2,60	—	21,04	13,00	7,29	Сл.	8,26	4,23	26,69	4,38	6,82	8,34	
Parmelia saxatilis	7,56	—	18,15	9,82	5,11	0,20	28,50	4,31	18,17	3,29	6,28	6,17	И. А. Ассинг, 1949
P. Moleuscula	6,87	—	17,42	11,05	5,53	0,21	30,15	4,53	18,00	3,83	6,90	6,91	
Мох	7,40	—	44,0	3,05	13,31	0,24	16,17	5,13	5,75	2,28	5,36	3,10	
Мелкозем из-под мха	—	50,01	44,30	22,60	17,16	1,03	5,28	5,19	1,86	1,92	1,07	0,45	
Мелкозем из щелей	—	46,23	42,72	22,18	16,25	0,99	6,48	6,38	1,82	2,17	0,97	0,47	
Сиенит	—	1,90	46,12	20,14	13,36	0,20	8,16	6,53	1,63	1,85	0,46	Сл.	
Uroccolaria	28,8	—	4,18	2,19	1,01	—	84,44	0,47	0,48	0,45	0,26	1,05	
Collema	6,8	—	13,89	9,38	4,36	0,09	44,79	3,84	5,03	2,34	4,39	4,41	Ф. И. Левин, 1949а,б
Мелкозем	—	32,99	39,02	12,28	4,63	0,09	35,61	1,40	0,54	3,62	0,38	0,90	
Известняк	—	43,46	1,73	1,54	0,42	Сл.	94,41	1,45	Не определ.		0,02	Сл.	
Alhimilla retinervis	3,94	—	5,15	0,32	0,69	0,13	49,23	6,77	14,80	0,75	7,31	7,70	
Злаки	4,61	—	35,77	0,51	0,50	0,10	12,72	2,06	27,31	0,86	6,76	8,51	Е. И. Парфенова, 1950
Корни злаков	5,16	—	37,19	4,72	4,44	0,17	10,16	2,58	8,43	0,10	5,51	6,82	
Мелкозем дернины	—	52,86	55,87	13,07	11,03	0,45	7,72	3,99	3 67	2,42	1,19	0,32	
Мелкозем дернины	—	33,96	45,88	22,82	14,78	0,39	5,81	4,09	1,58	2,13	1,09	0,12	
Диорит	—	3,41	52,82	19,78	8,76	0,14	8,70	3,40	3,07	2,65	0,31	0,61	

Содержание азота в лишайниковом мелкоземе может быть очень большим (в горных условиях Кавказа достигает 1%). В составе гумуса лишайникового мелкозема содержится большое количество гуминовых кислот (20—25%) и особенно фульвокислот (31—35%). Однако и гуминовые кислоты представлены устойчивыми новообразованными формами. Гумусовые кислоты обеспечивают значительную обменную способность лишайникового мелкозема и в то же время способствуют усиленному выносу веществ в элювиальных условиях (Александрова, 1951).

Процесс формирования примитивной лишайниковой почвы сопровождается глубокими химическими изменениями биомассы лишайников (табл. 77). Минерализация и оземление биомассы лишайника сопровож-

Таблица 77

Химические измеиения при формировании лишайиикового мелкозема, %
(Полынов, 1945)

Образец	Всего золы, %	Si	Al	Fe	Ca	Mg	P	K	Na	S	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$
Parmelia											
свежая	3,7	7,33	1,3	3,8	15,8	2,9	4,0	14,9	5,0	4,8	10,8
гумифицированные пластинки	4,4	11,95	4,2	6,6	20,4	5,6	1,5	Не определялось			5,5
сильно гумифицированные пластинки («труха»)	8,2	18,68	8,3	8,4	6,8	3,2	1,0	»	»		4,4
Мелкозем из-под лишайника на гранито-гнейсе	10,8	18,68	6,8	9,2	4,3	3,6	1,0	»	»		5,3
Гранито-гнейс	0,42*	33,1	7,76	2,52	1,11	0,22	0,06	3,61	3,14	0,01	8,4

* Потеря при прокаливаии.

даются выщелачиванием и выносом кальция и фосфора и в то же время значительным относительным накоплением алюминия, кремния, железа, магния. Происходит также заметный абсолютный вынос кремния, так как отношение $SiO_2 : Al_2O_3$ в золе свежей ткани лишайника 10,8, а в гумифицированных пластинках и в мелкоземе — 4,4 и 5,3. Остаточное накопление кремнезема, алюминия, железа, магния ведет к синтезу глинных минералов, включая и минералы группы монтмориллонита.

Вместе с гумусовыми кислотами глинные минералы обусловливают возникновение в мелкоземе развитой поглотительной способности, которая совершенно не проявляется у исходных монолитных горных пород. Лишайниковый мелкозем на скалах Кавказа, Урала, Тянь-Шаня во многих случаях наряду с обменным кальцием и магнием содержит поглощенный алюминий и водород, что является явным признаком преобладания выноса над аккумуляцией.

Следует отметить косвенное значение лишайников как источника органического вещества для большого числа видов литофильных грибов. Грибы, будучи сапрофитами, нуждаются хотя бы в минимальных количествах органического вещества. Литофильные грибы могут использовать органическую пыль, остатки бактерий и водорослей, но основным источником в первичном почвообразовательном процессе органического

вещества для грибов служат лишайники. Грибы являются обязательным сочленом лишайниковых растительных сообществ. Поселение грибов еще более ускоряет процесс выветривания и почвообразования. Это объясняется тем, что в результате жизнедеятельности грибов продуцируются большие количества фульвокислот. Зольность грибов относительно невелика — 5—11%. В золе грибов особенно большая роль принадлежит соединениям фосфора (P_2O_5 достигает 40—50%). В золе дрожжевых грибков и плесени содержится также заметное количество щелочных земель (CaO, MgO до 3—12%) и щелочей (K_2O, Na_2O—35—47%). Обычно присутствует некоторое количество железа, марганца, алюминия, хлора.

Исследования М. А. Глазовской (1950) показали, что грибы из рода пенициллиум исключительно сильно разрушают гранит, а также слагающие его минералы: мусковит, биотит, слабее — ортоклаз, серпентин, эпидот. Разрушение этих минералов протекает тем интенсивнее, чем больше продуцируется фульвокислот грибом пенициллиум.

Совместное воздействие бактериальной и грибной микрофлоры, внесенной в состав измельченных минералов, оказалось во много раз более энергичным, чем гидролизующее воздействие воды. Под влиянием жизнедеятельности лишайников, скальных бактерий и грибов происходит не только разрушение первичных минералов, но и образование в составе мелкозема вторичных минералов типа монтмориллонита и бейделлита, образуется также заметное количество аморфного кремнезема, большое количество оксалатов и кальцита, скопления гидроокиси железа.

Итак, первичный почвенный мелкозем на скалах, обросших лишайниками, образуется под совокупным воздействием бактерий, лишайников и грибных микроорганизмов. Процесс первичного почвообразования под покровом литофильных водорослей и лишайников изучался западными исследователями, которые пришли к тем же общим выводам о подготовительной роли этой стадии почвообразования в истории почвенного покрова суши (Ниенбург, 1925, по Люндегорд, 1937). Однако ими справедливо подчеркивается и роль хамзофитов — древесных литофилов, которые, поселившись в трещинах, корнями разрушают монолитную горную породу.

Это явление наблюдалось нами на растрескавшихся покровах вулканической лавы в Северо-Восточном Китае, а также на молодых лавовых покровах Гавайских островов.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ ПОД ПОКРОВОМ ЛИТОФИЛЬНЫХ МХОВ

Мхи на изверженных породах появляются после того, как соответствующий слой мелкозема будет подготовлен в процессе почвообразования под покровом лишайников. Мхи как организмы появились значительно позже лишайников. Их остатки установлены лишь в отложениях каменноугольного периода. Это уже относительно высокоорганизованные растительные организмы, насчитывающие в настоящее время до 16 тыс. видов. Совместно со мхами в почвообразовательном процессе продолжают участвовать лишайники, грибные микроорганизмы, но особенно обильной становится бактериальная флора. Велико также участие диатомовых водорослей. Появляются при этом и беспозвоночные животные. Под покровом литофильных мхов развивается довольно хорошо сформированная моховая дернина иногда мощностью до 10—20 *см*.

В моховом мелкоземе констатируется дальнейшее увеличение количества вторичных минералов, образовавшихся в результате выветривания и почвообразования. Соответственно уменьшается содержание грубообломочных остатков исходной горной породы.

Общая зольность литофильных мхов достигает 6—12%. При сравнении золы растений моховой дернины с мелкоземом И. А. Ассинг и Е. И. Парфенова обнаружили, что мхи наиболее интенсивно захватывают и аккумулируют серу, кальций и калий, второе место занимают фосфор и магний, третье — натрий и марганец, последнее — кремнезем и алюминий. При минерализации мхов, как и в случае с лишайниками, происходит вынос кальция, калия, натрия и остаточное накопление алюминия, кремнезема, железа, магния.

Преобладание в составе микрофлоры мохового мелкозема бактерий обусловливает преимущественное формирование в гумусе гуминовых кислот. Содержание перегноя в моховом мелкоземе достигает 10—40%. Гуминовые кислоты для условий Кавказа, например, представлены в количестве, равном содержанию фульвокислот, или преобладают над ними. Поглотительная способность мохового мелкозема достаточно велика — 30—45 *мг-экв*. При этом зачастую в составе поглощенных катионов присутствует и водород.

Литофильные мхи, сменяя лишайниковый покров, готовят уже относительно высокоплодородный субстрат для заселения высшими растениями. Одновременно с мхами мелкоземистая моховая дернина начинает заселяться травянистыми и древесными растениями.

В сухом жарком климате, например в Армении, под покровом лишайников и мхов образуется карбонатный мелкозем, часто с известковыми корками на нижней поверхности каменистых обломков. В условиях степных ландшафтов Кавказа, Северной Монголии, Приднепровья примитивные почвы имеют нейтральную и слабощелочную реакцию; в мелкоземе таких почв иногда констатируются скопления углекислого кальция, а по своему облику они напоминают горно-луговые черноземовидные почвы. В горно-степных и горно-луговых условиях Кавказа и Тянь-Шаня злаки, осоки и разнотравная растительность вытесняют мхи и ускоряют процесс образования дернины, которая достигает мощности 15—20 *см*. Верхняя часть профиля почвы может быть при этом выщелочена от углекислого кальция. В субполярной и полярной Карелии наскальная растительность представлена в основном лишайниками и мхами [1].

Ведущими формами среди кустистых лишайников являются: Cladonia rangiferina, C. alpestris, C. deformis, Stereocaulon paschale. В числе листоватых лишайников наиболее часто встречаются Parmelia saxatilis, Gyrophora, Peltigera altasa. В составе зеленых мхов в основном преобладают Polytrichum commune, Pleurozium Schreberi.

Зеленые мхи и лишайники тесно сопутствуют друг другу и образуют плотную, слегка оторфованную «дернину», скрепляющую верхнюю часть гумусированного горизонта. Под «дерниной», состоящей из живых и отмерших частей растений, а также темноокрашенного мелкозема, залегает маломощный (5—10 *см*) слой почвенного мелкозема, содержащий некрупные обломки горной породы и большое количество органических остатков. Иногда такая примитивная почва приобретает весьма интен-

[1] Далее текст до раздела «Особенности круговорота минеральных веществ...» написан Т. И. Евдокимовой.

сивный яркий буро-коричневый цвет и напоминает дернювые субарктические почвы, выделенные М. А. Глазовской (1964) в Скандинавии. Примитивные почвы островов Белого моря сходны с примитивными почвами Карелии, отличаясь от них лишь более высокой степенью оторфованности.

Таблица 78

Величина воздушно-сухой массы некоторых лишайников и мхов

Наименование образца	Биомасса	
	г/м²	*т/га*
Средняя Карелия		
Gyrophora	250	2,5*
Parmelia saxatilis	460—640	4,6—6,4
Cladonia alpestris	1000	10,0
C. rangiferina	1000	10,0
Sterocaulon paschale	1300	13,0
Polytrichum commune	2300	23,0
Pleurozium Schreberi	2000	20,0
Острова Белого моря		
Gyrophora	330	3,3
Parmelia	430—475	4,3—4,7
Cladonia rangiferina	1440—1530	14,4—15,3
C. alpestris	2300	23,0

* При условии сплошного покрытия территории.

Данные, полученные по учету биомассы растений (табл. 78), показывают, что первичная продукция мхов и лишайников выражается весьма значительными величинами. Особенно велика биомасса, создаваемая зелеными мхами. В условиях средней части Карелии в сосняках-зеленомошниках высота мохового покрова Polytrichum commune достигает иногда 18—20 *см* при средней высоте 14—15 *см* и очень большой плотности покрова. Прирост мха кукушкин лен составляет около 1 *см* в год. Скорость прироста лишайника видов Cladonia значительно меньшая — 3—5 *см* в десятилетие, т. е. 3—5 *мм* в год, однако при исключительно благоприятных условиях величина прироста может достигнуть 1 *см* в год (Самбук, 1936; Салазкин, 1937).

В среднем годичная продуктивность мхов и лишайников по отношению к биомассе составляет 5—6%. По приблизительным подсчетам, продуктивность лишайника Cladonia rangiferina составляет в год примерно 40—50 *г* воздушно-сухого вещества на 1 *м²*, или 400—500 *кг/га*, а зеленого мха Polytrichum commune значительно больше — 133 *г/м²*, или 1330 *кг/га*.

Весьма интересно сравнить зольный состав мхов и лишайников Карелии (табл. 79). Наименьшая зольность наблюдается у кустистых лишайников (от 0,77 до 1,50%). Листоватые лишайники характеризуются высокой зольностью, достигающей 3,0%. Содержание золы в биомассе зеленых мхов составляет 2,5—3,0%.

Таблица 79

Содержание азота и зольных элементов в лишайниках, мхах, почвах и породах Карелии

Образец	N	Si	Fe	Al	Mn	Ca	Mg	K	S	P	Зольность, %	Si	Fe	Al	Mn	Ca	Mg	K	S	P
	% на высушенное при 100°С растение											% на 100 *г* чистой золы								
Gyrophora	1,61	0,38	0,21	0,22	0,005	0,13	0,09	0,39	0,19	0,74	3,3	12,54	6,89	7,16	0,18	4,48	2,98	12,87	6,34	2,45
Parmelia saxatilis	0,79	0,52	0,26	0,27	0,015	0,28	0,11	0,16	0,09	0,05	3,16	16,56	8,36	8,71	0,49	8,82	3,44	4,98	3,04	1,66
Peltigera aftosa	2,87	0,67	0,12	0,13	0,023	0,31	0,10	0,38	0,03	0,10	3,26	19,34	3,63	4,05	0,71	9,65	3,14	11,71	0,98	3,08
Stereocaulon paschale	1,26	0,07	0,03	0,04	0,003	0,07	0,03	0,09	0,06	0,03	0,80	9,34	4,35	5,29	0,39	8,93	3,77	11,41	8,50	3,82
Порода	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,36*	25,12	10,86	7,49	0,07	3,91	2,27	0,60	0,06	0,30
Peltigera aftosa	3,08	0,42	0,15	0,16	0,023	0,32	0,11	0,45	0,12	0,10	3,20	13,13	4,69	5,00	0,72	10,00	3,44	14,06	3,75	3,19
Cladonia alpestris	0,43	0,08	0,04	0,04		0,07	0,03	0,11	0,02	0,04	0,77	11,40	5,40	5,50	0,10	9,29	4,64	14,00	3,64	5,10
Cladonia rangiferina	0,40	0,10	0,04	0,20	0,008	0,29	0,06	0,12	0,01	0,04	1,43	7,18	2,93	14,02	0,54	20,01	4,64	8,13	0,55	2,72
Polytrichum commune	0,86	0,12	0,14	0,38	0,031	0,19	0,08	0,39	0,07	0,10	2,51	4,85	5,55	15,25	1,23	7,43	3,34	15,59	2,86	4,17
Pleurozium Schreberi	0,70	0,14	0,06	0,21	0,039	0,22	0,06	0,41	0,27	0,07	2,50	5,60	2,51	8,25	1,54	8,86	2,65	16,25	9,44	2,79
Stereocaulon paschale	0,88	0,09	0,06	0,07		0,18	0,06	0,15	0,16	0,06	1,50	6,21	4,19	4,58	0,04	11,86	4,04	9,96	10,64	4,06
Почва	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	31,49*	23,84	6,43	7,75	0,18	4,36	1,50	0,70	0,10	0,36
Порода	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,90*	22,97	11,39	8,94	0,14	6,10	2,21	0,47	0,04	0,27
Cladonia deformis	2,77	0,08	0,02	0,03	0,003	0,08	0,01	0,15	0,05	0,08	0,91	8,87	2,79	3,49	0,30	9,30	0,96	16,60	5,76	9,16
Cladonia rangifer + Polytrichum commune	3,13	0,25	0,31	0,42	0,008	0,30	0,06	0,11	0,14	0,13	3,09	7,99	9,89	13,49	0,23	9,72	2,17	3,49	4,52	4,36
Почва	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	52,50*	27,72	4,19	9,00	0,16	7,08	1,14	1,07	0,11	0,20
Порода	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,80*	23,18	9,00	8,02	0,17	7,80	4,60	0,56	0,04	0,03

* Потеря при прокаливании.

Группа листоватых лишайников характеризуется наибольшим содержанием в чистой золе кремния (12,54—19,34%), высоким содержанием железа, довольно высоким содержанием алюминия. Вместе с этим энергично накапливаются калий и кальций. Состав золы кустистых лишайников отличается более низким содержанием кремния, на первое место выходят калий, кальций. Так, Cladonia rangiferina накапливает кальция в количестве до 20%, а алюминия — 14,0%. Специфично для Stereocaulon paschale высокое содержание серы (до 10,6%).

Для группы зеленых мхов характерно преобладание калия, затем алюминия и кальция. Содержание кремния в золе мхов невысокое (4,8—5,6%). Это вполне объяснимо: зеленые мхи, не являясь пионерами зарастания скальных поверхностей, поселяются уже на достаточно сформированной первичой почве. Интересно отметить, что Pleurozium Schreberi избирательно концентрирует высокие количества серы (9,4%).

Резюмируя вышеизложенное, можно литофильные растения Карелии расположить в следующие ряды по содержанию в них зольных элементов (в порядке уменьшения).

Листоватые лишайники

Gyrophora	K—Si—Al—Fe—S—Ca—Mg—P—Mn
Parmelia saxatilis	Si—Ca—Al—Fe—K—Mg—S—P—Mn
Peltigera aftosa I	Si—K—Ca—Al—Fe—Mg—P—S—Mn
» » II	K—Si—Ca—Al—Fe—S—Mg—P—Mn

Кустистые лишайники

Stereocaulon paschale I	K—Si—Ca—S—Al—Fe—P—Mg—Mn
» » II	Ca—S—K—Si—Al—Fe—P—Mg—Mn
Cladonia alpestris	K—Si—Ca—Al—Fe—P—Mg—S—Mn
» rangiferina	Ca—Al—K—Si—Mg—Fe—P—S—Mn
» deformis	K—Ca—P—Si—S—Al—Fe—Mg—Mn

Мхи

Polytrichum commune	K—Al—Ca—Fe—Si—P—Mg—S—Mn
Pleurozium Schreberi	K—S—Ca—Al—Si—P—Mg—Fe—Mn

Как правило, первые два элемента в рядах составляют от веса золы более 10% каждый, а последующие два по содержанию в золе растений составляют от 5 до 10%. Мхи и лишайники, слагающие литофильные ценозы Карелии, и являются специфическими концентраторами определенных элементов.

Так, при вычислении рядов биологического поглощения по отношению к почвенному мелкозему или к породе вырисовывается следующая картина.

Листоватые лишайники

Gyrophora[1]	S—K—P—Mn—Mg—Ca—Al—Fe—Si
Parmelia saxatilis[1]	S—K—Mn—P—Ca—Mg—Al—Fe—Si
Peltigera aftosa I	K—S—P—Mn—Ca—Mg—Al—Fe—Si
» » II	S—K—P—Mn—Ca—Mg—Al—Fe—Si

[1] Расчет дан по отношению к породе.

Кустистые лишайники

Stereocaulon paschale I	S—K—P—Mn—Ca—Mg—Al—Fe—Si
» » II	S—K—P—Ca—Mg—Mn—Al—Fe—Si
Cladonia alpestris	S—K—P—Mg—Ca—Al—Fe—Mn—Si
» rangiferina	K—P—S—Ca—Mg—Mn—Al—Fe—Si
» deformis	S—P—K—Mn—Ca—Mg—Fe—Al—Si
» rangifer.+Polytrichum commune	S—P—K—Mg—Fe—Mn—Al—Ca—Si

Зеленые мхи

Polytrichum commune	S—K—P—Mn—Mg—Al—Ca—Fe—Si
Pleurozium Schreberi	S—K—Mn—P—Ca—Mg—Al—Fe—Si

Такие биофильные элементы, как сера, калий, фосфор, марганец, кальций, расположенные в левой части рядов, активно концентрируются мхами и лишайниками. Железо, алюминий, кремний в большинстве случаев не концентрируются, а лишь захватываются растениями; содержание их в золе мхов и лишайников ниже, чем в почве или породе.

Три важнейших элемента минерального питания растений — калий, фосфор и особенно сера — занимают, за немногими исключениями, первые три места.

Сера в биомассе по отношению к почвенному мелкозему и породе концентрируется в десятки, а такими видами, как Stereocaulon paschale, Gyrophora и Pleurozium Schreberi, в 100 и более раз. Содержание калия почти у всех литофильных растений в 15—20 раз превосходит его содержание в почве, фосфора — в 8—12 раз, кальция — в 2 раза, магния — в 1,5. Специфична для золы мхов и листоватых лишайников высокая избирательная концентрация марганца, в 7—10 раз превосходящая содержание его в почве и породе. Менее активными в этом отношении оказываются кустистые лишайники.

При сопоставлении химического состава примитивных почв, формирующихся под пологом мохово-лишайниковой и моховой растительности, и тех пород, на которых развиваются эти почвы, видно, что в мелкоземе в заметных количествах происходит биогенная концентрация серы, калия и фосфора (табл. 80). Обращает на себя внимание накопление в почве кремния, что может явиться как следствием влияния опада лишайников, так и относительного увеличения доли кремния за счет выщелачивания кальция и магния. В мелкоземе примитивных почв не наблюдается аккумуляции железа, кальция и магния. Более высокое содержание алюминия в примитивной почве II и IV, возможно, связано с поступлением алюминия из опада зеленых мхов, имеющих там наибольшое распространение. Малое содержание кальция в примитивных почвах, несмотря на его значительную аккумуляцию в тканях мхов и лишайников, можно объяснить выносом его за пределы данного элемента рельефа.

Литофильная лишайниково-моховая растительность вовлекает в почвообразование значительные количества азота. Меньшее содержание азота наблюдается в фитомассе кустистых лишайников Cladonia rangiferina и Cladonia alpestris (от 0,31 до 0,46%). Богаты азотом листоватые лишайники Gyrophora (от 1,20 до 1,60%) и Peltigera aftosa (3,08%), что значительно превосходит содержание его в листьях осины и березы (0,90%). Наибольшее содержание азота в группе зеленых мхов наблю-

Таблица 80

Данные валового состава примитивных почв и почвообразующих пород Карелии, %

Образец	П.п.п.	Si	Fe	Al	Mn	Ca	Mg	S	P	K
Примитивная почва I	25,63	26,83	7,62	3,96	0,07	2,28	0,80	0,32	0,42	0,90
Метаморфический сланец	2,36	25,12	10,86	7,49	0,07	3,91	2,27	0,06	0,30	0,60
Примитивная почва II	31,49	28,84	6,43	7,75	0,18	4,36	1,50	0,10	0,36	0,70
Метаморфический сланец	2,90	22,97	11,39	8,94	0,14	6,10	2,21	0,04	0,27	0,47
Примитивная почва IV	52,50	27,72	4,19	9,00	0,16	7,08	1,14	0,11	0,20	1,07
Гранит	1,80	23,18	9,00	8,02	0,17	7,80	4,60	0,04	0,03	0,56

дается у Polytrichum commune (в среднем 1,0%) и наименьшее — у Pleurozium Schreberi (0,48—0,72%).

Примитивные почвы, формирующиеся под пологом мхов и лишайников Карелии, очень богаты азотом. В мелкоземе примитивной почвы, образованной под мхом Polytrichum commune, содержание общего азота достигает в отдельные периоды 1,29%. Под покровом лишайника Cladonia содержание азота в почве колеблется от 0,45 до 0,92%. В то же время на соседних участках под лесом, где формируются маломощные грубогумусные подзолистые почвы с развитым покровом разнотравья, полукустарников и мхов, содержание азота заметно снижается (0,20—0,25%).

Биомасса мхов, произрастающих в условиях средней части Карелии под пологом сосновых и еловых лесов на примитивных почвах, составляет значительные величины (18,2—20,8 *т/га*). В соответствии с высокими запасами биомассы мхов в сухом веществе растений происходит значительная аккумуляция важнейших элементов питания: азота, серы, калия, фосфора, кальция. Благодаря этому и создается возможность поселения на примитивных почвах лесной и травянистой растительности, которая сменяет лишайники и мхи. Биогенная аккумуляция кремния и алюминия, по-видимому, способствует неосинтезу вторичных глинных минералов и развитию поглотительной способности и микроструктурности почвенного мелкозема.

Постепенно в условиях влажного и холодного климата Урала и Карелии на моховом мелкоземе поселяются древесные растения. Скорость почвообразования начинает возрастать. Мощность первичного почвенного профиля достигает 20—30 *см* и даже 50—70 *см*. Почва, естественно, делается более выщелоченной, бескарбонатной и кислой. Под покровом хвойно-лиственных лесов примитивные маломощные почвы приобретают характер микроподзолистых кислых почв с pH=4,5—5.

В древних мощных (палеоавтоморфных) почвах, образованных на плотных породах и имеющих глубину выветрелого мелкоземистого слоя в несколько метров (например, буроземы Восточного Китая, красноземы Индонезии или Кении и др.), невозможно уже различить тот материал, который существовал в литоморфную фазу почвообразования. Одно несомненно: первичный почвообразовательный процесс и здесь в глубокой древности предшествовал развитому автоморфному почвообразованию и подготовил элювиальный субстрат для последующего поселения субтропических и тропических лесов, создавших мощные палеоавтоморфные почвы.

ОСОБЕННОСТИ КРУГОВОРОТА МИНЕРАЛЬНЫХ ВЕЩЕСТВ ПОД ЛИТОФИЛЬНЫМИ РАСТЕНИЯМИ

Литофильные организмы, как показано выше, вовлекают в состав своих тканей и в первичное почвообразование заметные количества минеральных веществ (100—500 *кг/га*). Дальнейшая судьба поглощаемых литофильной растительностью элементов зависит от их значения в жизни организмов, условий водного режима и растворимости образуемых ими соединений.

Из кристаллической решетки минералов и из состава органических остатков лишайников и мхов бóльшая часть поглощаемых элементов переходит со временем в ионную или коллоидную форму. Это обеспечивает доступность таких элементов для потребления более высокоорганизованными растениями.

Азот, фосфор и сера, входя в белки, в последующем, при минерализации, поступают в почвенный раствор и снова в какой-то мере захватываются организмами. Однако значительная часть соединений азота, фосфора и особенно серы, кальция, натрия, калия, магния выщелачивается в виде растворимых солей и уходит в почвенно-геохимический цикл на суше и затем в океан.

Соединения кремнезема, вовлеченные в ткани растений и диатомовых водорослей, переходят в опаловидную форму, образуя кремневые биолиты, фитолитарии, панцири диатомовых и др. Часть кремнезема, пройдя организмы, осаждается в аморфной форме. Затем опаловидный и аморфный кремнезем растворяется вновь или переходит во вторичный кварц. Вместе с тем бóльшая часть кремнезема, освобождающегося при минерализации литофилов и из алюмосиликатных минералов, уносится поверхностными и подземными водами. Щелочные земли и щелочи частично образуют бикарбонаты и карбонаты, которые подвержены постоянному вымыванию. Однако часть магния и кальция непрерывно задерживается в биологическом круговороте, поглощаясь повторно другими растениями.

Калий, хотя и подвержен вымыванию, относительно задерживается повторным захватом в биологическом круговороте. Удерживается он также в процессе образования слюдоподобных вторичных глинных минералов. Натрий и хлор, являясь типичными экологическими примесями, пройдя транзитом через ткани литофильных организмов, после их разложения уносятся водами поверхностного и подземного стока.

В ходе гумификации при минерализации тканей литофильных растений освобождаются гидроокислы алюминия, железа, марганца и соединения подвижного кремнезема. Эти же компоненты появляются в растворе в результате разрушения кристаллической решетки бактериями, водорослями, литофилами. Оба источника ведут к синтезу вторичных глинных минералов, образующих первичный элювий, который уносится при эрозии и денудации скальных покровов.

Различные минералы, составляющие горные породы, отличаются неодинаковой устойчивостью к разрушающему действию литофильных организмов. Наибольшей устойчивостью в первичном почвообразовательном процессе отличаются кварц, циркон, титанит, эпидот, магнетит. Однако и эти минералы более или менее корродируются с поверхности и подвергаются постепенному разрушению до коллоидно-дисперсной и ионной формы продуктов почвообразования.

Большинство первичных минералов интенсивно и полностью разлагается, особенно при значительной продолжительности первичного почвообразовательного процесса. Относительно легко и полно разрушаются под влиянием литофильной растительности такие минералы изверженных горных пород, как хлорит и плагиоклаз, слюды, ортоклаз, роговая обманка, апатит. Разрушение минералов сопровождается разрушением слагаемых ими горных пород — гранитов, гнейсов, диоритов, диабазов, базальтов, лав.

В первичном лишайниковом и моховом мелкоземе примитивных почв констатируется, по мере развития почвообразовательного процесса, накопление все бо́льших масс и форм вторичных почвенных минералов. Так, по данным Е. И. Парфеновой (1950), в условиях высокогорного Кавказа содержание вторичных минералов составляет в лишайниковом мелкоземе около 35%, в моховом мелкоземе — около 40%, в мелкоземе злаковой дернины — около 50%.

В составе вторичных минералов преобладают минералы глин. Сюда относятся установленные рядом исследователей неопределенные глиноподобные аморфные минералы (Левин, 1949а, б; Ярилова, 1947), глиноподобные минералы типа монтмориллонита, бейделлита, каолинита; гидрослюды; аморфные и окристаллизованные биолиты кремнезема; вторичный кварц минерального и биогенного происхождения (последний из фитолитарий); окислы железа, лимонит, гетит; вавеллит (щавелевокислый кальций), кальцит и арагонит. Перечень почвенных минералов, образующихся в период первичного почвообразовательного процесса, неполон. Вероятно, он будет значительно расширен дальнейшими исследованиями.

Рассмотренные материалы дают представление о грандиозной геологической, геохимической и почвообразующей роли литофильной растительности с момента появления жизни на земном шаре. Стерильное выветривание сменилось выветриванием и почвообразованием под покровом литофильных организмов. В происхождении громадных толщ осадочных пород земного шара, отложенных в разные эпохи, сказалось также и влияние литофильных организмов. Элювиальные (остаточные) коры выветривания образовывались на начальных этапах выветривания обязательно с участием литофильных организмов. Первичный почвенный мелкозем, смываясь со скал поверхностными водами и развеваясь ветром, принимал и принимает участие и поныне в образовании делювия, пролювия, аллювия и рыхлых осадочных отложений, формирующихся на значительном отдалении от мест возникновения.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ ПОД ПОКРОВОМ ЛЕСНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Выше указывалось, что лесная растительность сыграла и играет исключительно важную роль в почвообразовании на нашей планете. Площадь лесов исчисляется величиной порядка 38—40 млн. $км^2$, что составляет около 30% поверхности суши (без полярных льдов). Биомасса леса, по подсчетам различных авторов, измеряется величиной 10^{11}—10^{12} *т*, что соответствует запасу энергии порядка $5 \cdot 10^{17}$—$5 \cdot 10^{18}$ *ккал*. В современную эпоху площадь хвойно-лиственных лесов умеренного и холодного поясов в четыре раза превышает площадь тропических лесов.

Как правило, леса нуждаются для нормального развития в достаточно высоком увлажнении местности атмосферными осадками (боле 500 *мм* в год), пресными грунтовыми или паводковыми водами (в долинах, дельтах, низменностях). Оптимальные условия для лесной растительности складываются тогда, когда суммарное увлажнение превышает потенциальное годовое испарение.

Водный баланс лесных территорий в большинстве случаев является промывным, хотя степень и интенсивность «промываемости» может значительно колебаться. Поэтому наиболее пышно лесная растительность развивается при большом количестве атмосферных осадков или на местности, получающей дополнительное увлажнение по геоморфологическим, гидрогеологическим или гидрологическим причинам. Территориально преобладают леса, обязанные своим существованием большому количеству атмосферных осадков.

Промывной тип водного режима местности под покровом мощной лесной растительности не только сохраняется, но и усиливается благодаря увеличению инфильтрации и уменьшению поверхностного стока. В автоморфных ландшафтах под покровом лесной растительности и при большой длительности почвообразования формируются обычно кислые почвы: серые лесные, подзолистые, буроземы, желтоземы, красноземы, бокситовые и другие, которые в совокупности образуют мировое сообщество кислых почв, преобладающих в целом на суше.

Несмотря на различия кислых почв между собой и их разное географическое положение, эти почвы характеризуются важными общими особенностями: выраженным промывным режимом, отрицательным балансом веществ, выщелоченностью и кислотностью, фульватным составом гумуса, преобладанием в числе вторичных минералов продуктов глубо-

кого разрушения, таких, как каолинит, гидроокислы железа и алюминия. Такие лесные почвы, как подзолы, подзолистые, красноземы, желтоземы, обладают пониженной сельскохозяйственной продуктивностью. Правда, они производят ценную древесину или весьма благоприятны для возделывания ацидофильных растений (чайный куст, цитрусовые). Однако некоторые лесные почвы (серые лесные, бурые лесные, пойменные лесные) отличаются высоким плодородием и для обычных полевых сельскохозяйственных культур.

Учитывая, что длительность индивидуальной жизни древесных растений измеряется сотнями лет (в отдельных случаях даже тысячами), а травянистых — немногими годами, можно думать, что разница в интенсивности и в результатах аккумулятивного почвообразующего эффекта этих двух формаций растительности количественно измеряется 2—3 порядками (т. е. сотнями и тысячами раз). По этим причинам промывной тип водного режима почв при господстве древесной растительности сопровождается обычно весьма интенсивным выщелачиванием растворимых соединений, глубоким разрушением минералов и выносом продуктов их распада из почвенной оболочки.

Однако далеко не всегда под покровом лесной растительности образуются кислые каолинитовые фульватные почвы. Почвообразование под покровом лесной растительности, но в гидроморфных условиях и при аккумулятивном геохимическом типе баланса вещества ведет к формированию не кислых, а нейтральных или слабощелочных, а иногда даже засоленных лесных почв (пойменные, террасовые или дельтовые почвы, черные глеевые почвы, черноземно-луговые под березой, луговые черноземы под дубом, осолоделые луговые почвы под осинниками, осолонцованные почвы под тугайными лесами и под саксаулом и др.).

Особое место занимают ксерофитные леса относительно сухих областей средиземноморского климата, под пологом которых формируются коричневые и серо-коричневые нейтральные насыщенные и карбонатные почвы. Также своеобразны черные нейтральные или остаточно-карбонатные почвы — рендзины, сформированные в том же влажном климате и даже в ближайшем соседстве с кислыми лесными почвами, но на известняках или на мергелях. Рендзины (иначе перегнойно-карбонатные почвы) образуются в различных гидротермических условиях, но всегда под покровом лесной растительности, произрастающей при господстве промывного водного режима и при элювиальном типе баланса веществ.

ОСОБЕННОСТИ ЛЕСНЫХ ЦЕНОЗОВ КАК ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЕЙ

Лесной биогеоценоз включает могучую многоярусную растительную формацию (несколько ярусов древесных, ярус кустарников, ярус высоких трав, ярус низких трав, ярус мхов, ярус водорослей и лишайников, ярус лесной подстилки с грибами, ярус корневых систем растений), а также совокупность почвенных горизонтов и иногда горизонты почвенно-грунтовых вод. Леса густо заселены специфической фауной позвоночных и беспозвоночных, которая теснейшим образом связана с растительностью и почвами лесных ландшафтов.

Высота деревьев достигает 15—25, 30—50 *м*. Суммарная фитомасса лесной растительности колеблется в пределах 3—5 тыс. *ц/га*, достигая в тропиках 15—17 тыс. *ц/га*. При этом 500—1000 *ц/га* приходится на долю ризомассы, т. е. корней (рис. 74). Древесные растения развивают мощную

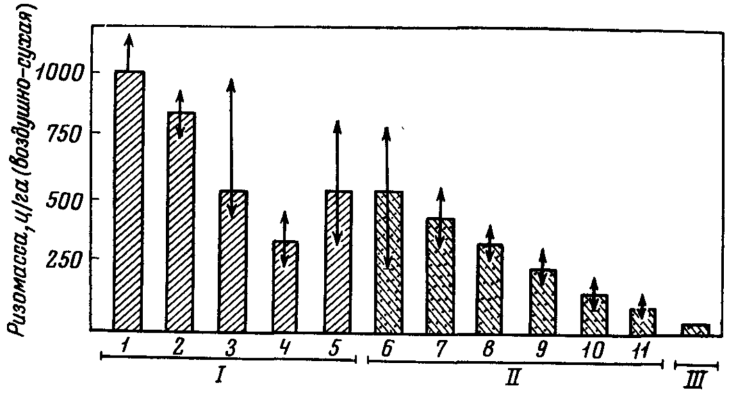


Рис. 74. Ризомасса лесной и травянистой растительности

I — леса:
1 — влажные тропические,
2 — влажные субтропические,
3 — широколиственные,
4 — мелколиственные.
5 — хвойные;
II — травянистая растительность:
6 — тростниковые болота,
7 — горные луга,
8 — саванны,
9 — прерии, луга,
10 — степи сухие,
11 — степи;
III — пустыни.
Стрелки — амплитуда колебаний

корневую систему, которая, кроме того, обладает большой активной поверхностью. Однако в возрасте после 20—30 лет доля тонких корней в биомассе деревьев заметно снижается. То же происходит с суммарной длиной и поверхностью тонких корней (табл. 81).

Таблица 81

Тонкие корни криптомерии японской
(по данным Каризуми, 1968)

Показатель	К 20 годам	К 40—50 годам
Вес, *т/га*	1,5—1,7	0,5—1,0
Длина, *км/га*	до 10 000	3500
Поверхность, *га/га*	до 3,5	1,5

Общая поверхность сосущих корневых окончаний столетней сосны на 1 *га* составляет до 1,5 *га* (Орлов, 1968). Корешки хвойных развивают повышенную кислотность почвенной среды. Так, в ризосфере сосны, по наблюдениям Е. М. Самойловой (1968), концентрация водородного иона всегда выше (на 0,2—0,4, а иногда на 0,5—0,8 pH), чем вне ризосферы. В растворении веществ и в подкислении среды большая роль принадлежит также микоризе. Она продуцирует хелатные соединения, которые по силе растворения и экстракции нередко превышают действие кислот.

Корни древесных пород распространяются горизонтально от ствола на 5—20 *м* и углубляются до 10 *м*, есть указания на случаи их проникновения даже до 50 *м*. Крупные корни, разрастаясь, развивают огромное давление и, используя трещины, способны разрушать скалы и монолитные породы.

Главная роль в лесном почвообразовании принадлежит наземному опаду и тонким корням. Глубина проникновения тонких корней древес-

ных сильно варьирует. У лиственных пород они проникают до 100—150 и даже 225 *см*, а у ели значительно мельче (40—60 *см*). При этом 60—70% ризомассы лиственных пород сосредоточено в верхнем 30-сантиметровом слое, заметное количество (около 20—25%) корней имеется на глубине 30—50 *см*. У хвойных же до 95% ризомассы сосредоточено в верхних 0—30 *см*. Самые тонкие корешки на 90% сосредоточены в верхних 0—10 *см* почвы (Олсен, 1968). Сосущие корни дуба и липы с диаметром меньше 0,3 *мм* также находятся главным образом в верхнем 0—5-сантиметровом слое почв (80—90% от общего запаса этих корней). Количество таких корней составляет около 0,82 *т/га*; они ежегодно обновляются (Самойлова, 1968). Эта фракция корней дуба весьма богата кремнием, железом, алюминием, калием, фосфором (табл. 82), и именно она, по-видимому, способствует формированию плодородных почв под дубравами. Корни древесных оставляют в почве разветвленную сеть вертикальных пустот и трубок, которые используются почвенной фауной; эти пустоты усиливают также ток нисходящих растворов.

С корнями деревьев всегда связана микориза, а в ризосфере древесных обитает значительное количество бактерий. Поэтому в ризосфере деревьев на полпорядка — на порядок повышена численность простейших по сравнению со средним их содержанием в почвах (Гельцер, 1968). В еловом лесу совокупность корней древесных в верхнем горизонте занимает до 15% объема почвы и до 34% ее общей порозности.

Таблица 82

Зольный состав корней дуба, % на сухую массу
(Самойлова, 1968)

Фракция корней, *мм*	Si	Fe	Al	Ca	Mg	K	P	Всего
<0,3	1,06	1,00	0,83	0,71	0,22	1,16	0,14	5,12
0,3—1	0,52	0,15	0,34	0,56	0,22	0,72	0,08	2,59
1—5	0,19	0,04	0,24	1,36	0,30	0,08	0,08	2,92
>5	0,07	0,01	0,14	0,94	0,27	0,08	**0,08**	1,91

Вместе с животными и гумусом корни древесных составляют около 19% объема горизонта A_1, а по отношению к пористости до 43%. По-видимому, вся некапиллярная пористость верхнего горизонта живой почвы в лесу занята корнями, животными и микроорганизмами (табл. 83), до минимума снижая степень аэрации почвы. Эти количественные характеристики показывают, насколько мощным и специфическим фактором почвообразования являются корневые системы деревьев.

Необходимо также учесть, что основная часть фитомассы лесной растительности приходится на долю ветвей, стволов, пней, комлей и крупных многолетних корней (80—85% всей биомассы). Эти органы отличаются долголетием (100—200—500 лет, а для некоторых древесных до 2000 лет).

Листья и хвоя составляют 5—10% от фитомассы, а наиболее тонкие активные корешки — 10—15%. Листья и хвоя, которые по химическому составу сильно отличаются от стволов, за 10—20 лет, по-видимому,

Таблица 83

Биомасса в почвах елового леса
(подсчеты И. В. Якушевской)

Компоненты биомассы	Горизонты почв и глубина, *см*	Содержание, %		% от общей пористости	% от пор аэрации
		по весу	по объему		
Корни + лапы + комель		12,0	15,4	34,2	Биомасса по объему больше пор аэрации
Животные и микроорганизмы	A_1 4—7	12,1	15,7	35,0	
Органическое в-во (живое + + гумус)		14,8	19,3	42,9	
Корни + лапы + комель		1,8	2,8	6,0	60,0
Животные и микроорганизмы	A_2' 7—15	2,0	3,0	6,6	66,4
Органическое в-во		3,3	5,0	11,0	Больше
Корни + комель		0,6	0,87	2,0	14,6
Животные и микроорганизмы	A_2'' 15—23	0,7	1,0	2,3	17,2
Органическое в-во		1,6	2,4	5,4	40,0
Корни		0,1	0,17	0,4	1,0
Животные и микроорганизмы	B_1 23—40	0,13	0,22	0,5	1,4
Органическое в-во		0,5	0,80	2,0	5,5
Корни		—	—	—	
Животные и микроорганизмы	B_2 40—50	—	—	—	
Органическое в-во		0,36	0,58	1,40	3,60
Корни + лапы + комель		1,0	1,5		
Животные и микроорганизмы	0—50	1,3	1,9		
Органическое в-во		2,0	3,0		
Корни + лапы + комель		0,50	0,78		
Животные и микроорганизмы	0—100	0,64	0,97		
Органическое в-во		1,00	1,50		

Таблица 84

Фауна лесов (Новиков, 1953)

Объект и площадь	Виды	Численность
100 *км*² леса	Лоси	Десятки
1 *км*² леса	Грызуны	До 40 тыс.
1 *км*² леса	Птицы	Сотни и тысячи
1 *га* подстилки	Беспозвоночные	0,8—2,6 млн.
1 *га* травяно-мохового покрова	Паукообразные и насекомые	До 125 млн.
1 дерево лиственное	Разные членистоногие	До 680 тыс.
1 лист		До 80—350

перекрывают биомассу древесины. Тонкие проводящие корни живут относительно короткое время, 6—8 лет. Специфической особенностью лесного почвообразования является выключение из биологического круговорота на столетия минеральных соединений, вошедших в состав древесины и крупных корней. Относительно быстрая оборачиваемость элементов, входящих в состав листьев, хвои и тонких сосущих корешков, является другой особенностью лесного почвообразования (рис. 75).

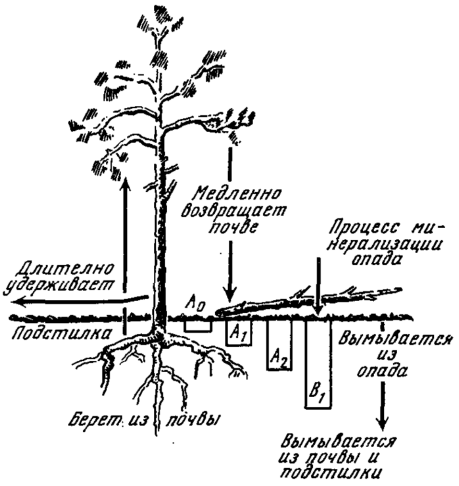


Рис. 75. Схема особенностей круговорота веществ в системе лес — почва (Н. П. Ремезов, курс лекций)

Леса, особенно лиственные, очень плотно заселены животными организмами, которые выполняют большую работу по первичному разрушению фитомассы (табл. 84) и по перемешиванию почвы. В мало нарушенном лесу всегда имеется так называемая лесная подстилка, состоящая из свежего и полуразложившегося опада, закрывающего поверхность почвы. Ежегодно в лесу синтезируется огромное количество свежего органического вещества (60—130 *ц/га* в лесах умеренного климата, 250—325, до 500—1500 *ц/га* в лесах субтропических и тропических). Близка к этому величина ежегодного опада и поступления отмершего органического вещества в подстилку (40—90; 200 —250 и до 500 *ц/га* соответственно, табл. 85).

Таблица 85

Характер биологического круговорота веществ под лесом

Показатель	Хвойно-лиственные леса	Субтропические и тропические леса
Биомасса, *т/га*	300—400	500—1500
Зоомасса, *т/га*	0,4	4,5
Опад ежегодный, *ц/га*	40—90	200—500—1500
Зольные элементы + N, *кг/га* в год	40—60	300—600—2000

КРУГОВОРОТ МИНЕРАЛЬНЫХ ВЕЩЕСТВ В ЛЕСНЫХ БИОЦЕНОЗАХ

Лесная растительнсть ежегодно поглощает и освобождает огромное количество различных минеральных соединений. При средней зольности древесных растений, равной 2—3%, следует считать, что лесной покров суши «держит» в каждый отдельный момент до миллиарда тонн минеральных веществ. Из этого количества с ежегодным опадом поступает от одной десятой части до половины в почвенные горизонты, в наземные и почвенные воды.

Таблица 86

Общие особенности зольного состава древесных растений
(Ковда, 1956)

Объект	Зола, %	Порядок содержания окислов в золе
Хвоя	3—6—7	$SiO_2 > CaO > P_2O_5 > MgO \approx K_2O$ 30—45 15—25 ≈8 ≈5 ≈5
Листья	9—10	$CaO > K_2O \approx SiO_2 > MgO \approx P_2O_5$ $Al_2O_3 \approx Na_2O$ 20—50≈20 ≈20 8—17 15—20 ≈1 ≈1
Стволы хвойных	1—2	$CaO > K_2O > P_2O_5 > MgO > SiO_2$ 40—60≈20 ≈10 ≈5 2—3
Стволы лиственных	1—2	$CaO > K_2O > P_2O_5 > Al_2O_3 > SiO_2$ SO_3 50—75 15—25 5—15 ≈5 2—3 7—17
Корни лиственных и хвойных	2—6,5	$CaO > Al_2O_3 > K_2O > SO_3 > P_2O_5 > MgO > SiO_2$ 28—37 11—24 4—20 5—11 4,5—11 3—10 3,5—5

Об особенностях минерального состава золы древесных растений можно судить по данным табл. 86. Эта таблица составлена по материалам сотрудников кафедры почвоведения МГУ (Н. П. Ремезов, К. М. Смирнова, Т. И. Евдокимова, Л. Н. Быкова). Минеральный состав стволов хвойных и лиственных при невысокой общей зольности (1—2%) весьма отличается от минерального состава хвои и листьев. Хвоя, имея зольность 3—6—7%, содержит очень много кремнезема и заметное количество кальция; листва при более высокой зольности (5—9—10%) отличается очень высоким содержанием кальция (до 20—50% CaO) и калия (около 20% K_2O). У большинства древесных, по Н. П. Ремезову, первое место в составе листьев и хвои занимает азот, особенно в этом отношении отличаются листья осины, дуба, липы [1].

Кремнезем, по этим данным, является основным компонентом хвои, в золе которой он составляет до 30—45%, при содержании в листве около 20% и часто лишь 5—10% SiO_2. Кальций же является главным компонентом золы стволов хвойных (до 40—60% CaO) и лиственных (до 50—75% CaO). Вместе со стволами, крупными ветвями и крупными корнями древесные растения изымают из почвы очень большие массы кальция, калия, магния, фосфора и серы. В золе листьев дуба, клена, липы содержание кальция также очень велико (до 50% CaO). В золе же листьев березы, дуба, граба, клена содержится, кроме того, много магния (до 10—17% MgO).

В листьях и в опаде тропических деревьев Центральной Африки и Южной Америки при зольности 3—4% также содержится очень большое количество кальция и калия, а нередко и магния (Klinge, 1968 а, б). Листья березы, ореха, бука накапливают значительные количества соединений фосфора (до 15—20% P_2O_5 в пересчете от золы).

Соединения серы преимущественно накапливаются и сохраняются в золе стволов (до 7—17% SO_3), а соединения алюминия аккумулируются главным образом в корнях. Например, в золе корней ели, дуба, липы содержится до 15—20% Al_2O_3, а в листьях и хвое всего лишь 2—3%.

[1] Сумма элементов составит величину, в 1,5—2 раза меньшую, чем зола, но соотношение останется тем же.

Надо, однако, иметь в виду известную изменчивость минерального состава растений в зависимости от почвенно-экологических условий и, конечно, от вида. Как показано С. В. Зонном (1964), общее содержание в растениях золы и окислов кальция, магния тем меньше, чем сильнее выщелочены и оподзолены почвы. Так, на особо бедных почвах содержание кремнезема в составе золы хвои ели достигает 40% SiO_2 при CaO до 28—34%. В других случаях содержание SiO_2 опускается до 14—19%, уступая первое место соединениям кальция (CaO до 52%).

Сходные явления были установлены для листьев бука. В листьях дуба также наблюдаются эти закономерные колебания в содержании золы и тех или иных компонентов. Однако в золе дуба CaO всегда преобладает над SiO_2 (30—41% и 10—20% соответственно). Вообще же кремнезем и соединения кальция являются главными компонентами золы листьев и хвои. На зольном составе листьев и хвои также сказываются засоленность, солонцеватость или аллитизированность почв. В последнем случае возрастает содержание глинозема, а в первых — зольность и содержание магния.

Химический состав корней древесных сильно отличается от химического состава листьев и хвои. Корни в сравнении с листьями и хвоей обогащены глиноземом, который после CaO занимает второе место в составе золы. Ни в одном органе древесных содержание глинозема не достигает этого уровня (11—24% Al_2O_3). Богаты корни соединениями калия, серы, фосфора и даже магния. При этом корни лиственных обычно богаче корней хвойных щелочами и щелочными землями.

Постепенное увеличение темпов годичного прироста биомассы в лесу достигает, по Н. П. Ремезову, наивысшей точки в возрасте 30—50 лет. В эти периоды лесная растительность преимущественно связывает минеральные вещества, возвращая ежегодно с опадом около половины потребляемой массы. Затем темпы прироста сокращаются и древесные растения возвращают в почву с опадом до 90% поглощаемых минеральных веществ. К этому периоду увеличивается самоизреживание и возврат почве накопленных ранее компонентов. К зрелости в дереве накапливаются большие количества калия, кальция и азота, а также много других элементов (табл. 87).

Из данных Н. П. Ремезова, К. М. Смирновой, Л. И. Быковой (1949) следует, что в возрасте 14—95 лет сосновые насаждения берут в среднем из почвы ежегодно 59—201 *кг/га* зольных веществ, возвращают около 49—95 *кг/га* и удерживают 10—106 *кг/га*. Насаждения ели в этом же пе-

Таблица 87

Накопление элементов в одном дереве к возрасту рубки, в граммах на одно дерево
(Ремезов, Смирнова, Быкова, 1949)

Порода	Возраст, лет	N	Si	Fe	Al	Ca	Mg	K	P	S
Сосна	100	764	63	18	105	634	137	553	65	181
Ель	100	482	73	15	98	577	67	305	59	198
Дуб	100	2924	107	40	35	3503	231	944	99	282
Липа	75	1684	94	21	167	2067	290	1040	83	292
Осина	50	1471	105	13	60	1490	124	590	117	111
Береза	60	1195	56	7	136	1012	195	717	93	139

риоде ежегодно потребляют в среднем 78—320 *кг/га* минеральных веществ, возвращают около 13—106 *кг/га* и задерживают в тканях 40—218 *кг/га*.

Задерживаются надолго в стволах и корнях деревьев частично кальций, азот, калий, фосфор, алюминий, сера. В то же время преимущественно возвращаются на поверхность почв с опадом кремний, кальций, азот. Таким образом, в хвойных лесах в биологическом круговороте находится около 100—310 *кг/га* зольных веществ ежегодно.

Состав минеральных веществ, вовлекаемых лиственными и хвойными породами в биологический круговорот и возвращаемых почве, различен. Об этом можно судить по данным табл. 88.

Таблица 88

Поступление в почву азота и зольных элементов в насаждениях разного состава, *кг/га* в год

(Ремезов, Смирнова, Быкова, 1949)

Насаждения	N	Si	Al+Fe	Ca	Mg	K	P	S
Хвойные								
Сосияки чистые	7—18	1,4—5,3	1—4	8—13	1—3	2—4	0,0—1,2	1—2
Сосняки сложные	19—26	5—7	2—4	18—19	3—4	5—9	1—2	3—4
Ельники чистые	2—20	2—9	0,5—4	14—16	2—3	4—5	1—2	1
Ельиики сложные	20—34	12—15	3—5	18—31	1—3	3—6	1,2—1,5	1—2
Лиственные								
Березняки	30—34	5—7	1—3	25—48	10—12	22—27	5—6	5—6
Осиники	23—40	19—26	4—8	66—105	8—12	22—84	2—3	2—5
Липняки	33—65	3—6	2—4	28—87	5—14	11—32	3—8	2—5
Дубняки	35—40	18—24	3—6	66—78	9—11	16—18	6—8	6—8
Тропические	100—225	—	—	20—200	11—50	11—100	3—9	—

Если хвойные дают в опаде ежегодно около 8—30 *кг/га* кальция, 2—9 *кг/га* калия, 7—34 *кг/га* азота, то лиственные в опаде соответственно дают 25—105 *кг/га* кальция, 16—84 *кг/га* калия, 23—65 *кг/га* азота. В лиственном лесу возрастают также круговорот и возврат кремния, фосфора, серы и слабее полуторных окислов. Очень большие количества азота, кальция, калия и магния вовлекаются в круговорот и поступают ежегодно в почву с опадом в тропических лесах (Ney, 1960; Klinge, 1968). Опад в тропических лесах, на 80% состоящий из листьев, доставляет сотни

Таблица 89

Различия режима кальция в хвойных и лиственных лесах

Содержание CaO	Хвойные леса	Лиственные леса
% на сухое вещество	0,7—1	2,5—4,5
% от золы	27—35	40—60
кг/га в год (с опадом)	10—30	50—200

килограммов кальция, калия и магния ежегодно на поверхность почв (в расчете на 1 *га*).

Глубокое различие в почвообразующем эффекте хвойных и лиственных насаждений связано именно с крайне низким содержанием соединений кальция в хвое по сравнению с листьями. Так, Н. П. Ремезов и его сотрудники показали, что в хвое содержание CaO в среднем колеблется в пределах 27—35% от содержания золы, в то время как в листве широколиственных пород содержание CaO достигает 40—60% от золы (табл. 89).

По приводимым ниже данным можно представить себе глубокие суммарные различия в биологическом круговороте минеральных веществ в год под покровом лесов различного типа:

	Потребление и возвращение, *кг/га*
Хвойные леса	100—300
Лиственные леса	
насаждения липы	460
насаждения дуба	840
Тропические леса	1000—2000

Как ни велики эти цифры, реальный круговорот веществ в системе почва — растение, вероятно, в 3—5 раз больше. Накапливаются новые данные о том, что прижизненный обмен между корнями и почвой в прошлом недооценивался. Опыты и полевые наблюдения зарубежных (Witkamp a. Frank, 1964; цитировано по Олсен, 1968) и советских (Тюрюканов и др., 1968; Самойлова, 1968) исследователей с радиоактивными изотопами показали, что минеральные соединения (биофилы), поглощенные растениями за время, исчисляемое днями, многократно поступают из растений в почвы и поглощаются вновь корнями растений.

ЛЕСНАЯ ПОДСТИЛКА, ЕЕ ОСОБЕННОСТИ И ЗНАЧЕНИЕ

Большую специфику в лесное почвообразование вносит так называемая лесная подстилка, т. е. покров из свежего и полуразложившегося опада, закрывающего почву с поверхности. Подстилка на длительное время выводит из почвообразования и биологического круговорота огромные массы зольных веществ и биофильных элементов. Так, в хвойно-моховом лесу образуется обильная лесная подстилка, вес которой достигает 20—70, а иногда и 100 *т/га*. Подстилка содержит до 1000—3600 *кг/га* минеральных веществ и до 500—800 *кг/га* азота. Из хвои и листьев очень легко выносятся водами соединения калия и азота, медленнее соединения фосфора, серы, магния. Кальций, кремнезем и полуторные окислы дольше всего сохраняются в разлагающемся опаде и в подстилке.

До 40—60% от суммы атмосферных осадков в хвойных лесах фильтруется через подстилку и почву, уходит на питание грунтовых вод. При этом уносятся все те минеральные и органические вещества, которые переходят в раствор в процессе разложения и промывания растительной массы. То же происходит и с водами поверхностного и бокового подземного стока. Потери веществ, вовлекаемых лесом в биологический круговорот, тем более велики, чем больших размеров достигает промывание почвы. Почти полностью выносятся вещества, вымываемые из опавшей растительной массы тропического леса. Велики потери и в таежных ле-

сах. Почвы широколиственных лесов теряют сравнительно мало элементов питания, вовлекаемых в биологический круговорот (Ремезов, 1958; Самойлова, 1962).

Водный режим местности под пологом лиственных лесов в умеренно теплом климате Европы и Азии характеризуется значительно меньшими крайностями, чем водный режим области хвойных лесов. Скорость же разложения подстилки в этом типе леса значительная, и поэтому запасы подстилки в лиственных лесах меньше. Интенсивность процессов выщелачивания здесь также значительно слабее; поэтому продукты минерализации растительного опада и подстилки под пологом широколиственных лесов отличаются всегда более высокими концентрациями щелочных земель и щелочей.

В Каменной степи в широколиственных насаждениях в возрасте около 50 лет вес подстилки достигает 30—32 *т/га*. Обычно же подстилка в широколиственных лесах невелика и составляет 2—20 *т/га*. Общее количество золы, содержащейся в таких подстилках, равно 200—1000 *кг/га*, но достигает иногда 3300—3700 *кг/га*.

В подстилке различается несколько горизонтов по степени разложения опада. Она обладает очень высокой емкостью поглощения, содержит большое количество обменного кальция и в то же время характеризуется значительной кислотностью, которая возрастает с глубиной. Подстилка лиственных всегда относительно богаче зольными элементами, отличается меньшей кислотностью и большей степенью насыщенности, чем подстилка в хвойных насаждениях (табл. 90, 91).

Вследствие этих различий лесные подстилки разных лесов продуцируют различающиеся по природе и роли в почвообразовании гумусовые вещества (Пономарева, 1964). По химическому составу и по характеру влияния на почвообразование С. В. Зонн разделил лесные подстилки на четыре группы (табл. 90).

Очевидно, что наиболее интенсивное разрушение первичных и вторичных минералов и вынос подвижных продуктов почвообразования на фоне промывного водного режима будет происходить под покровами хвойных лесов и фульватных подстилок. Однако промывной тип водного режима в общем характерен и для лиственных лесов, и здесь он ведет к господству выноса над аккумуляцией. Именно поэтому воды рек лесных областей имеют низкие общие концентрации, порядка 0,01—0,2 *г/л*, но благодаря многоводности уносят с собой большие количества соединений кальция, калия, натрия, хлора, серы, кремния, прошедших через биологический цикл.

Таблица 90

Группы лесных подстилок

(Зонн, 1964)

Группа	Отношение $C_{гк}:C_{фк}$	Гумусонакопление в гор. А	Действие на минеральную часть
Фульватная (хвойных лесов)	<0,2	Почти нет	Наиболее агрессивное
Гуматно-фульватная	0,2—0,5	Слабое	Агрессивное
Фульватно-гуматная	0,5—0,7	Среднее	Слабо агрессивное
Гуматная (широколиственные леса, травы)	<0,7	Интенсивное	Аккумулятивное

Таблица 91

Физико-химические свойства лесной подстилки и почвы ельника-зеленомошника и березняка разнотравного

(Градусов, 1958)

Слой подстилки и горизонт почвы	Обменные катионы, *мг-экв*/100 *г*			В *мг-экв* на 100 *г*					Степень насыщенности осиованиями, % по гидролитнч. кислотности	pH суспензии	
	Ca^{+2}	Mg^{+2}	сумма	H гидролитический	H обменный	Al^{+3} подвижный	сумма $H^{+}+Al^{+3}$	емкость обмена		водной	солевой
Ельник-зеленомошник											
L	41,45	4,73	46,18	19,02	4,08	4,26	8,34	54,52	71	5,1	4,6
F	31,24	3,41	34,65	30,31	5,69	7,14	12,83	47,48	54	4,9	4,3
H	23,67	2,86	26,53	40,75	4,92	5,52	10,44	36,97	39	4,7	3,8
A_1	1,74	0,61	2,35	4,69	1,45	1,83	3,28	5,63	41	4,5	3,7
A_2	0,59	0,48	1,07	2,79	1,32	1,92	2,24	3,31	34	4,3	3,3
Березняк разнотравный											
L	56,20	7,29	63,49	14,37	1,59	2,67	4,26	67,75	82	5,9	5,1
F	42,61	6,23	48,84	26,12	1,88	3,04	4,92	53,26	65	5,7	4,9
H	38,75	5,42	44,17	31,68	1,34	2,81	4,20	48,37	58	5,7	4,7
A_1	3,24	0,97	4,21	6,91	1,94	0,49	2,43	6,64	64	4,8	3,9
A_2	1,13	0,71	1,84	3,18	0,92	0,66	1,58	3,42	53	4,5	3,6

Таким образом, древесная растительность выполняет колоссальную биогеохимическую и почвообразующую работу, мобилизуя минеральные вещества горных пород и подпочвенных горизонтов и перебрасывая их в форме подвижных соединений в верхние горизонты почвы и подстилку. Лесная растительность с помощью биологического круговорота аккумулирует в приповерхностных горизонтах почвы массы минеральных веществ, пригодных для потребления последующими поколениями различных растений, «удерживает» эти вещества в живых и полуразложившихся тканях, противостоя элювиальному процессу.

Такие дефицитные в почвах гумидных областей элементы минерального питания растений, как фосфор, кальций, калий, сера, многократно вновь захватываются организмами. Однако промывной тип водного режима довлеет в суммарном балансе минеральных веществ, которые постепенно выносятся из ландшафта. С другой стороны, лесная растительность готовит наиболее геохимически подвижные компоненты к выносу почвенно-грунтовыми и речными водами из сферы автоморфного почвообразования в дельты и поймы рек, т. е. в сферу гидроморфного почвообразования и в океан. Вместе с тем значительная часть минеральных веществ, отмерших тканей древесных растений служит источником для образования вторичных почвенных минералов. Таковыми являются вторичный кварц (в большинстве случаев образующийся путем кристаллизации опаловидного кремнезема фитолитарий и диатомовых), тонкодисперсные гели гидроокислов железа, а также вторичные алюмосиликаты, образованные взаимодействием биогенного кремнезема, окислов алюминия и железа.

Вынос щелочей и щелочных земель наряду с низкой зольностью и агрессивностью органических кислот, образующихся под пологом хвойного леса, приводит к подкислению циркулирующих в подстилке и почвенных горизонтах растворов.

Кислотность почвы в хвойных и некоторых лиственных лесах усиливается за счет выщелачивания дождевыми водами веществ кислотной природы из живых листьев, хвои, коры (табл. 92). Подкисление до pH= 3,3—4,5 может быть вызвано жизнедеятельностью мхов и лишайников.

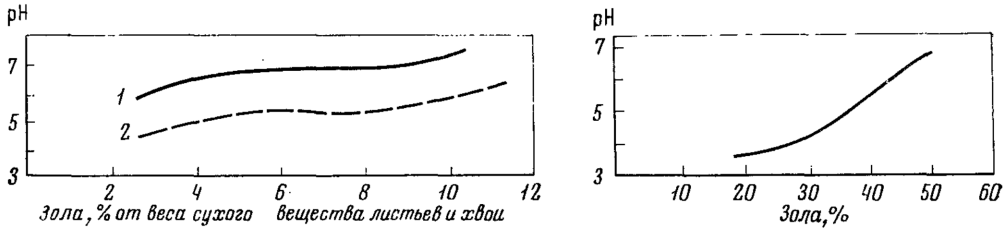


Рис. 76. Реакция водных экстрактов из листьев и хвои лесов Швеции и СССР
1 — ландшафты Подмосковья; *2* — ландшафты Швеции

Рис. 77. pH лесной подстилки в зависимости от ее зольности

Так, например, по данным Н. Н. Степанова и Гесельмана, pH фильтратов из лизиметров, заполненных листвой и хвоей, отличается весьма сильно. Хвоя дает фильтраты с pH около 6 и ниже, в то время как листва дает фильтраты с pH=7—8. Водная вытяжка из хвои ели дает pH около 4, а из подстилки пихты и сосны — 4,5—4,6. Водные вытяжки из листьев бука, лещины и других обычно имеют pH около 7.

Такое резкое различие в реакции растворов, извлекающих растворимые продукты из листьев и хвои, объясняется различной зольностью хвои и листьев и ничтожным количеством щелочных земель и щелочей, переходящих из хвои в почвенные растворы (табл. 92, рис. 76 и 77).

Таблица 92

Реакция водных растворов экстрактов и фильтратов в лесных ценозах

Объект исследования	Растение	pH
Дождевые воды, стекающие с крон и стволов	Ель	2,6—3,5
	Сосна	3,3—4,7
	Липа	3,3—3,6
	Береза	3,7—5,0
Экстракты и фильтраты	Сфагнум (сок мха)	3,3
	Черника, вереск	4,8—5,9
	Хвоя	5,7—6,3
	Листва древесных	7,0—7,4
	Травянистая масса	7—8

При низкой зольности подстилка может иметь pH около 3,5—4, генерируя агрессивные гумусовые кислоты. Нейтральная или слабощелочная реакция типична для лесной подстилки лиственных лесов, что обязано относительно большому содержанию в ней соединений кальция, магния, калия и в целом повышенной зольности.

Почвенные растворы, содержащие значительные количества соединений кальция, калия и магния биогенного происхождения, поддерживают нейтральную или слабощелочную реакцию, ослабляя развитие подзолообразовательного процесса и способствуя образованию бурых лесных почв.

СВЯЗЬ ТИПОВ ЛЕСНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Советские, скандинавские и немецкие исследователи всегда подчеркивали тесную связь особенностей почвообразования, продуктивности почв и типов лесной растительности (В. Р. Вильямс, И. В. Тюрин, Н. П. Ремезов, Гессельман, Тамм, Раманн).

Даже в одном ландшафте простая смена хвойных древесных насаждений лиственными значительно меняет характер почвообразовательного процесса (рис. 78). Подзолообразование, свойственное местообитаниям сосны, сменяется буроземным процессом, свойственным лиственному лесу. Подобные явления в природе широко распространены, как это установлено Н. П. Ремезовым и его сотрудниками для многих территорий лесной зоны Советского Союза и Лагом для Скандинавии.

Особенности почвенного покрова области широколиственных лесов Европейской части Союза, где развиты серые лесные почвы, Н. П. Ремезов справедливо связывает с особенностями минерального состава широколиственных лесов и прежде всего с высоким содержанием соединений кальция в листве и растительном опаде под пологом такого леса.

Связь между типами лесной растительности и типами кислых сиаллитных почв для Норвегии хорошо иллюстрируют данные Лага (Lag, 1964, 1966, 1967, 1968). Ниже приводится соотношение площадей почв в различных типах леса Норвегии (Lag, 1968).

Тип леса (породы)	Бурые лесные: подзолистые
Шотландская ель	1:38,5
Смешанный хвойный	1:34,7
Норвежская ель	1:6,52
Смешанный хвойно-широколиственный	1:5,60
Широколиственный	1:1,45

Здесь со всей очевидностью показана преимущественная связь подзолистых почв с хвойными лесами и бурых почв с широколиственными лесами. С другой стороны, данные Лага показывают, что подзолистые почвы, хотя и в меньшей степени, формируются также под широколиственными лесами. Однако явление это более сложное. Бурые лесные почвы Скандинавии тяготеют не только к массивам хвойной растительности. Эти почвы занимают более низкие уровни рельефа и, по-видимому, аккумулятивные нижние части склонов. Лаг убедительно показал, что с высотой местности площади, занятые подзолистыми почвами, и степень их оподзоленности сильно возрастают, а площади бурых почв сокращаются (табл. 93).

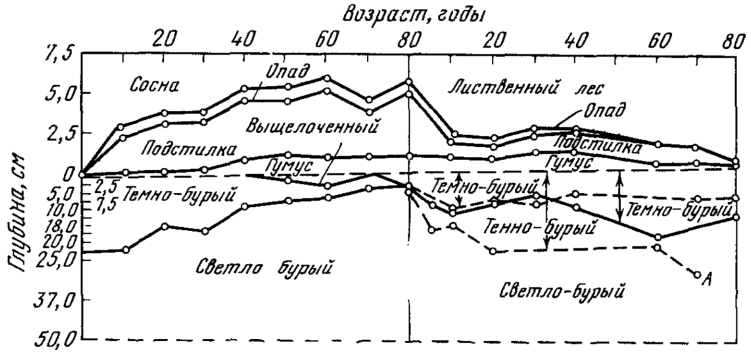


Рис. 78. Изменение характера почвы на пашне, затем под сосной и далее под лиственными насаждениями (Гриффит и др., по Иенни, 1948)

Приведенные примеры говорят о том, что и под пологом широколиственных лесов возможно развитие кислотности и подзолообразовательного процесса. Это определяется не одним минеральным составом золы древесных, а сочетанием минерального состава растений с типом водного и минерального баланса почв. Там, где преобладает промывной тип водного режима почв и вынос продуктов выветривания, почвообразования и компонентов биологического круговорота, там и под пологом широколиственных лесов формируются кислые коры выветривания, кислые ненасыщенные почвы и даже развиваются те или иные формы подзолообразования. В частности, под пологом широколиственных лесов формируются субтропические подзолистые и желтоземно-подзолистые почвы морского побережья Кавказа (Западная Грузия, Ленкорань). Кислые почвы, такие, как красноземы, желтоземы, своеобразные мощные подзолистые почвы субтропиков и тропиков, формируются под пологом лиственных древесных пород в субтропиках и тропиках Китая, в тропиках Индонезии и Бразилии. Там же, где почвообразующие породы богаты кальцием, где водный баланс уравновешен (не промывной), а геохимический баланс — накопительный, там предпосылки к подзолообразованию будут минимальными. В таких ландшафтах и под хвойными насаждениями могут быть развиты бурые

Таблица 93

Изменение в соотношении площади кислых лесных почв в Норвегии с высотой
(Lag, 1968)

Высоты, *м*	Бурые лесные	Подзолистые	Заболоченные	Высоты, *м*	Бурые лесные	Подзолистые	Заболоченные
	% площади				% площади		
0—150	35,3	64,7	—	600—750	7,7	88,0	4,3
150—300	33,3	65,3	1,4	750—900	5,2	93,0	1,8
300—450	23,7	72,5	3,8	900—1050	4,1	94,9	1,0
450—600	12,8	82,4	4,8				

лесные почвы. А в особых случаях, как, например, на известняках, образуются не бурые лесные почвы, а рендзины (перегнойно-карбонатные почвы).

Столь же выраженное ослабление подзолистого и буроземного процессов или полное отсутствие их проявления наблюдается под насаждениями дуба, ясеня обыкновенного, береста, акации на черноземных почвах юга СССР. На это особо обратил внимание С. В. Зонн (Зонн и Алешина, 1951; Зонн, 1954), который показал, что за 50 лет хорошего развития леса черноземные почвы Деркульской степи, образовавшиеся на карбонатных лёссовидных породах, не приобрели признаков деградации и оподзоливания. Наоборот, богатый зольными веществами опад древесных способствовал накоплению элементов плодородия в почвах. Аналогичные выводы были получены многими исследователями, изучавшими черноземные почвы под старыми защитными лесными полосами в степях Северного Кавказа и Поволжья.

Итак, не всегда под пологом лесной растительности идет формирование подзолистых почв. Подзолообразовательный процесс при промывном типе водного режима местности чаще развивается под пологом хвойного леса, особенно тогда, когда периодически возникают явления оглеения. Под пологом лиственных и широколиственных лесов даже при промывном водном режиме подзолообразовательный процесс обычно ослаблен, а иногда и полностью отсутствует. Более типично в этих ландшафтах образование серых лесных и бурых лесных почв (лесных буроземов), которые могут быть достаточно кислыми, но без особых признаков оподзоленности.

В условиях влажных тропиков и субтропиков подзолообразование более редко, но формирование мощных яркоокрашенных кислых каолинитовых или ферраллитных и аллитных почв (почв, обогащенных полуторными окислами) — явление весьма распространенное. Под пологом широколиственных лесных насаждений в степях и саваннах, на поймах и дельтах вследствие высокой обогащенности почвообразующих пород и растительного опада соединениями щелочей и щелочных земель, как правило, не обнаруживается даже начальных признаков подзолообразования.

В послеледниковое время происходили значительные сдвиги климатических зон и границ лесной растительности. Для территории СССР М. И. Нейштадт (1957) следующим образом рисует эти сдвиги.

Отступание валдайского ледника началось около 25 000 лет назад. Естественно, что после отступания ледникового покрова долго преобладали озерно-болотный режим и гидроморфные почвы. Древний голоцен (9,8—12 тыс. лет назад) был временем постепенного смягчения климата, с приближением его к субарктическому типу. Происходило широкое развитие еловых зеленомошных лесов. Надо предполагать, что в это время усилились процессы подзолообразования. Ранний голоцен, по Нейштадту, характеризовался некоторым потеплением (7,7—9,8 тыс. лет назад) и появлением сосновых и березовых лесов, дуба, липы, вяза и др.

Средний голоцен (2,5—7,7 тыс. лет назад) отличался уже более мягким — атлантическим климатом и постепенно приобрел выраженный суббореальный характер (2,5—4,5 тыс. лет назад). Это было время почти полного господства широколиственных лесов, которые далеко продвинулись на север, сменив хвойные. Возможно, что это сопровождалось ослаблением подзолистости почв и появлением признаков буроземности.

Поздний голоцен (0,5—2,5 тыс. лет назад) был периодом нового похолодания и увеличения влажности; произошел сдвиг зоны широколиственных лесов к югу, вновь наступило широкое развитие еловых и смешанных лесов. Возможно, что это вызвало сокращение границ кислых почв буроземного типа. Может быть, именно этим объясняется наличие в северном полушарии больших площадей палево-подзолистых почв, оподзоленных буроземов и других почв, переходных между бурыми лесными и подзолистыми.

В доисторическом прошлом суша в основном была покрыта лесной растительностью—90 млн. $км^2$; безлесная площадь составляла около 40 млн. $км^3$ (Алпатьев, 1969). В современную эпоху благодаря деятельности человека безлесные площади (включая и болота) выросли до 100 млн. $км^2$, а площадь лесов сократилась до 38 млн. $км^2$ (Васильев, 1967). Таким образом, за время возникновения, развития и усиления хозяйственной деятельности человека (10—15 тыс. лет) происходило непрерывное сокращение площади лесов с заменой их вторичными травянистыми ассоциациями пастбищ и лугов, а также пашен.

Вытеснение лесных ландшафтов вторичными травянистыми захватило тропики и субтропики, области умеренного и холодного климата. Вырубки, раскорчевка, выжигание угля, лесные пожары, выпас скота, расширение пашни — все это способствовало увеличению площади травянистой растительности. Однако этот процесс не смог изменить кислую природу послелесных почв, хотя травянистый покров и внес в них существенные изменения.

Итак, можно считать, что при сочетании промывного водного режима местности с лесной растительностью развивается общепланетарный процесс биоацидификации остаточной коры выветривания и почв. Общемировая формация кислых почв включает разнообразную группу почв разных термических поясов и охватывает бо́льшую часть современной суши, занятой ныне или в прошлом лесами. Эта особенность суши всегда будет обусловливать растущие потребности в минеральных удобрениях.

Глобальная схема распространения формации кислых каолинитово-гидрослюдистых почв приведена на рис. 79. Как следует из этой схемы, наиболее «кислыми» материками являются обе Америки и Европа.

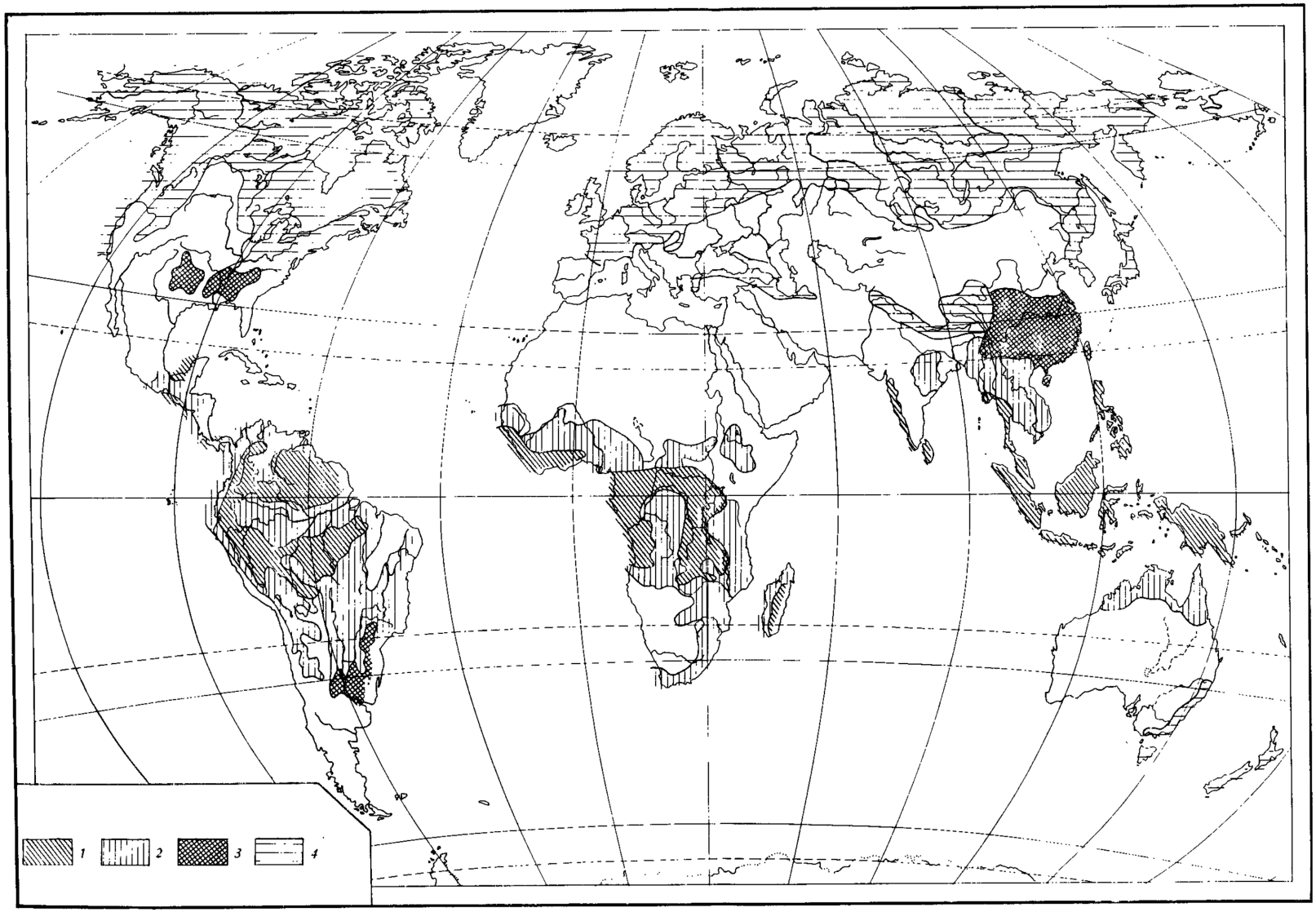


Рис. 79. Схема распространения формации кислых каолинитово-гидрослюдистых почв

1 — кислые аллитные почвы (латериты);
2 — формация кислых аллитно-каолинитовых почв;
3 — формация кислых каолинитовых почв;
4 — формация кислых сиаллитных почв

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ ПОД ПОКРОВОМ ТРАВЯНИСТОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ

(ДЕРНОВЫЙ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ ПРОЦЕСС)

Травянистая растительность со времени ее распространения на нашей планете (третичный период) оказалась необычайно жизнестойкой и приспособленной к существованию в самых разнообразных и неблагоприятных экологических условиях. Особенно интенсивно и с большой продуктивостью травянистая растительность развивается в условиях влажных лугов, прерий, луговых степей, имеющих неглубокие грунтовые воды. Там, где лесная растительность не может существововать или не может господствовать, на первом месте в качестве биологического почвообразователя также оказывается травянистая растительность.

Вся третичная и четвертичная история почвообразовательного процесса сопровождалась нарастающим увеличением роли травянистой растительности, хорошо приспособленной к возрастающей аридизации и похолоданию суши.

Травянистые биогеоценозы в настоящее время господствуют там, где экологические условия (сухость, переувлажненность, горные условия, холод, палы, травоядные животные, вырубки лесов, распашка земель) неблагоприятны для лесов.

В настоящее время на суше территориально преобладает первичная и вторичная травянистая растительность и связанный с ней дерновый почвообразовательный процесс (термин и понятие введены В. Р. Вильямсом). На пашне почвообразовательный процесс идет под покровом сельскохозяйственной растительности, также преимущественно травянистой.

Процесс обезлесения суши, по-видимому сопровождался некоторым уменьшением количества атмосферных осадков, уменьшением инфильтрации воды и почвы, ослаблением промывного режима, снижением транспирации и усилением роли испарения влаги из почв. Все это вместе с установлением «травяного» типа биологического круговорота зольных веществ и азота способствовало возникновению и распространению большой группы темных гумусовых почв, столь типичных для материковых равнин.

Подсчеты разных исследователей показывают, что современная травянистая растительность по суммарной биомассе занимает второе место после лесной, составляя величину порядка $n \cdot 10^{10}$—$n \cdot 10^{11}$ *т*.

В. А. Успенский (1956) показал, что травянистая растительность ежегодно связывает на единице площади в 5—6 раз меньшее количество углерода, чем древесная:

Растительность	*т/км²*
Древесная	535
Травянистая	94
Болотная	77

Поэтому смена лесов травянистой растительностью уменьшила на Земле количество связанных углерода, воды и биофильных элементов, но вместе с тем ускорила их оборачиваемость в биосфере.

Интересные сопоставления биопродуктивности лесов и травянистой растительности и их роли в биосфере произведены венгерским исследователем Балогом (Balogh, 1970). Балог отмечает, что леса с их средней суточной биопродуктивностью сухого органического вещества, равной 10 *г/м²*, составляют около 95% современной биомассы суши. Но их вторичная и последующая биопродуктивность крайне мала. Например, масса крупных животных в тропическом лесу измеряется величиной 1 *кг/га*. В тропическом лесу нет высокогумусных почв, мощной развитой лесной подстилки.

Продуктивность травянистых ценозов значительно ниже — всего 1—2 *г/м²* в сутки. Но в них создаются короткие пищевые цепи, состоящие из 2—3 членов, и поэтому формируются высокие запасы зоомассы. Так, при двучленной пищевой цепи в тропических саваннах: травы — травоядные, запасы зоомассы крупных животных достигают 200 *кг/га*.

Биопродуктивность культурных агроценозов может быть также очень большой (до 10 *г/м²* в сутки). Качественный состав фито- и зоомассы (белки, минеральные компоненты), производимой травянистыми биогеоценозами и агробиоценозами, сыграл и играет основную роль в биологическом развитии человека как источник пищи и особенно белков.

БИОМАССА, ПРОИЗВОДИМАЯ ТРАВЯНИСТОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТЬЮ

Травянистые ценозы в оптимальных условиях образуют мощный сплошной наземный покров. Высота растений в прериях и луговых степях достигает 150—250 *см*. В сухих степях высота растений значительно меньшая (15—45 *см*) и их стояние далеко не сплошное.

Таблица 94

Средний состав растительности луговых степей и полян, %
(Афанасьева, 1966)

Растения	Степь		Лесная поляна	
	некоснмая	косимая	некоснмая	косимая
Злаки и осоки	65	34	55	54
Бобовые	5	9	9	20
Разнотравье	30	57	36	26

Как следует из данных табл. 94, злаки и осоки обеспечивают в луговых степях более 50% биомассы. Разнотравье составляет 26—36% и на долю бобовых приходится 5—20%.

Чем благоприятнее условия существования (большее увлажнение, отсутствие эрозии, плодороднее почвы), тем больше развита наземная часть травянистых растений.

Типичные для североамериканских прерий растения — Andropogon gerardi, Andropogon scoparius, Bouteloua gracilis — образуют в оптимальных условиях за три года биомассу (на один куст) 1125, 1066, 533 *г* соответственно. Из этой биомассы на долю корней приходится лишь 20—25% от веса. Чаще, однако, в травянистых ценозах подземная биомасса равна наземной или преобладает над ней, а в условиях сухих степей и горных лугов преобладает в несколько раз. Суммарная наземная и подземная фитомасса на целинных черноземах Русской равнины, Алтая, Зауралья, Сибири, Молдавии выражается величинами 15—20—25—30 *т/га* (меньше в степях и больше на остепненных лугах), из которых на долю корней (включая и корневища) приходится до 65—95%.

До 85% общей массы корней (ризомассы) сосредоточено в верхних 0—50 *см* почвы (Афанасьева, 1966). Однако главная масса корней (70—75%) сосредоточена в верхних 0—10, 0—20 *см*. Это впервые было отмечено в конце прошлого века П. А. Костычевым и многократно наблюдалось разными исследователями.

Наземная фитомасса травянистых в прериях США колеблется в пределах 2,5—6,5 *т/га*. На лугах в оптимальных условиях суммарная фитомасса достигает 6—8 *т/га*. Целинные черноземы Русской равнины, Алтая, Зауралья обладают примерно таким же запасом надземной фитомассы (3—6—8 *т/га*, рис. 80).

Так, по данным В. П. Егорова[1] запас наземной биомассы в черноземах Зауралья (имеющих луговой характер) составляет (*т/га*):

Выщелоченные черноземы	6—8
Обыкновенные черноземы	6—7
Солонцеватые черноземы	3—8

В прериях и луговых степях уточненный запас наземной фитомассы выражается величинами 7—8 *т/га* (Родин, Базилевич, 1965). Ежегодное поступление органического вещества травянистых в почву с опадом достигает 45—100% от наземной фитомассы и 30—40% от фитомассы корней.

Образование фитомассы и ее поступление в почву, включая наземную и подземную части, проходит тем интенсивнее, чем благоприятнее экологические условия. Влага, тепло, питательные вещества в почве определяют продуктивность травянистых ценозов. На черноземах годичный прирост и поступление в почву достигают 15—25 *т/га*, а на каштановых и сероземах всего 2—3 *т/га*.

Под покровом трав на поверхности почвы в целинных условиях из ежегодного опада образуется так называемый степной войлок. Вес войлока колеблется в широких пределах. Степной войлок в типичных луговых степях и лугах может достигать 10—15 *т/га* и удерживать до 300—750 *кг/га* различных химических элементов.

[1] Устное сообщение.

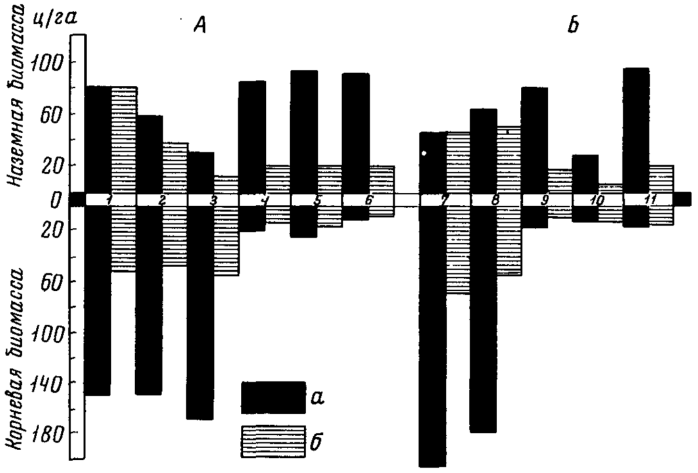


Рис. 80. Биодинамика целинных и пахотных черноземов Западной Сибири (Егоров, устное сообщение)

А — черноземы выщелоченные;
Б — черноземы обыкновенные.

Запасы органической массы:

а — общие;
б — ежегодное возвращение с опадом.

1 — девственная целина (по данным Базилевич);
2 — умеренно косимая целина, Шадринский р-н Курганской обл.;
3 — интенсивно косимая целина, Кетовский р-н Курганской обл.;
4 — пшеница яровая на периодически удобряемых полях, Шадринский р-н Курганской обл.;
5 — пшеница яровая, Кетовский р-н Курганской обл.;
6 — пшеница яровая, Шадринский р-н Курганской обл. (пересчитано по данным Бобрицкой);
7 — девственная целина, Алтайский край (по данным Базилевич);
8 — умеренно косимая целина, Целинный р-н Курганской обл.;
9 — яровая пшеница, Целинный р-н Курганской обл.;
10 — яровая пшеница, Новосибирская обл. (по данным Олифер);
11 — пшеница на южных черноземах Барабы (по данным Базилевич)

В сухих и полупустынных степях (каштановые почвы, сероземы) наземная биомасса растений значительно меньше—1—2 *т/га*. Степной войлок невелик и составляет всего около 3 *т/га*.

Если суммировать наземную фитомассу, степной войлок и массу корней, корневищ и луковиц, то общая биомасса, производимая травянистыми сообществами, выразится величинами 20—30 *т/га* и в особо благоприятных условиях лугов, прерий и саванн даже 40—60 *т/га*. По сравнению с лесными ценозами это на целый порядок ниже. Однако почвообразующий эффект травянистых не меньше, а больше, чем древесных. Объясняется это краткостью жизни травянистых растений и быстрой оборачиваемостью всех компонентов, вовлекаемых в биологический круговорот в системе растения ⇆ почвы. Продолжительность индивидуальной жизни травянистых растений колеблется от нескольких недель (эфемеры) до 1—2 лет (злаки) и 3—5 лет (бобовые). Однако корни и корневища живут до 7—15 лет и больше.

Новейшие данные (Дальман, 1968; Игнатенко и др., 1963) показывают, что годичный прирост ризомассы в травянистых сообществах может быть очень большим — порядка 450—958 *г/м²* в слое 0—50, 0—75 *см* почвы. Это очень близко к величине прироста наземной фитомассы и составляет 4,5—9,6 *т/га*. В среднем обновление ризомассы трав происходит, по этим же данным, примерно за 2—3 года. Разложение

ризомассы в почве и образование гумуса происходят очень быстро. Так, в опытах с мечеными атомами (C^{14}) было установлено, что примерно через год до 45% углерода, потерянного корнями, оказалось в составе почвенного гумуса. Через два года около 9% исходного радиоактивного углерода удержалось в почве, перейдя в относительно стабильную форму гумуса. Все это говорит о большой скорости биологического круговорота под покровом травянистых растений.

Несмотря на непрерывные процессы минерализации под покровом травянистой растительности, в почве накапливаются достаточно большие количества органического вещества: живого, отмершего и гумифицированного. В итоге за несколько столетий наступает динамически равновесное состояние прихода — расхода запасов и форм органического вещества. Это можно иллюстрировать данными, приведенными в табл. 95.

Таблица 95

Запасы, прирост и время наступления равновесного содержания органических веществ в почвах прерий

(Дальман, 1968)

Глубина, *см*	Ризомасса и гумус, *г/м²*	Годичный прирост органического в-ва, *г/м²*	Интенсивность разложения*	Время наступления равновесия, годы
0—25	8910	382	0,043	110
26—40	3230	34	0,010	420
41—70	4370	36	0,008	590

* Отношение годичного прироста к запасу ризомассы и гумуса.

Таким образом, можно сделать вывод, что скорость гумусообразования под травянистой растительностью и скорость достижения установившегося (приходно-расходного) гумусового состояния целинных дерновых почв довольно велика и измеряется немногими столетиями. После достижения установившегося углеродного режима почва может жить неопределенно долго, хотя возраст гумуса этой почвы вследствие постоянного обновления будет измеряться лишь столетиями.

Второй важный вывод заключается в том, что время, необходимое для наступления установившегося углеродного режима в нижних слоях гумусового горизонта, всегда в несколько раз больше, чем время для верхнего горизонта. Поэтому глубокие гумусовые горизонты по гумусу всегда в несколько раз старше, чем верхние гумусовые горизонты той же почвы.

Наконец, третьим выводом является положение о том, что благодаря краткости индивидуальной жизни отдельных травянистых растений мобилизация и возврат биофильных элементов, в отличие от лесов, протекают весьма быстро, в течение 1—3 лет. Поэтому и почвообразующая роль жизнедеятельности и продуктов разложения травянистой растительности весьма своеобразна по сравнению с ролью древесных. Это в свою очередь должно иметь общие последствия для биосферы в целом (ускоренные циклы углерода, ускоренный поток энергии, аккумулированной в фитомассе и гумусе, биогенный захват и возврат химических элементов).

Своеобразна роль в почвообразовании такого злака, как бамбук. Бамбук является мощным фактором дернового почвообразовательного процесса в субтропиках и тропиках. Он поселяется в местах с близкими грунтовыми водами или, образуя вторичный покров, захватывает пространства вырубленных лесов на желтоземных и красноземных послелесных почвах.

Бамбук создает огромную наземную и подземную биомассу, достигающую 30—40 *т/га*. Продолжительность жизни наземной части бамбука варьирует в широких пределах в зависимости от биологического вида. В целом бамбук является многолетником, в кусте которого периодически возобновляются побеги. Продолжительность жизни корней и корневищ, вероятно, достигает десятков лет.

Зольность наземной части бамбука Бирмы, по исследованиям Б. Г. Розанова и И. М. Розановой (1964), составляет для листьев 4—6%, для стеблей и побегов 1,5—2%. При этом 30—60% (иногда 90%) зольных элементов приходится на кремнезем, а второе и третье места в составе золы принадлежат кальцию и калию. Бамбук в этом отношении является типичным злаком. В абсолютных величинах бамбук в наземных органах удерживает до 2—4,7 тыс. *кг/га* зольных элементов следующего состава (*кг/га*):

Кремний	900—2900
Кальций	500—700
Калий	300—400
Железо и марганец	~50

В ежегодном круговороте минеральных соединений участвует не менее 1000—1300 *кг/га* минеральных соединений (поглощается наземными органами 500—650 *кг/га*, возвращается с опадом 450—500 *кг/га*). К сожалению, изученность почвообразующей роли бамбука весьма недостаточна. Специфические черты «дернового» почвообразования под бамбуковой растительностью пока еще мало известны.

Корневая система травянистых растений

Травянистые растения не имеют глубоко идущей системы крупных корней, характерной для растений древесных. Травянистая растительность образует весьма разветвленную сетку обильных тонких корешков, корней и корневищ в самых верхних горизонтах почв, формируя так называемую дернину. Почвообразовательный процесс, происходящий под влиянием корней и дернины, называется «дерновым процессом», и почвы, имеющие такие скрепленные корнями прочные гумусированные биогенные горизонты, называются дерновыми почвами.

Сюда относится большой ряд почв: луговые глеевые почвы, темные луговые и дерновые почвы пойм и низких речных террас, брюниземы — темноцветные почвы прерий, различные черноземы, горные луговые почвы, учебные и темные почвы саванн, регуры — черные хлопковые (маргалитовые) почвы субгумидных тропиков. При всех различиях эти почвы имеют ряд общих особенностей, отличающих их от почв, образованных под лесной растительностью. Эти общие черты обязаны дерновому процессу, т. е. длительному воздействию корневых систем трав и ассоциирующих с ними почвенных организмов.

Травянистая растительность вовлекает в биологический круговорот большие количества углерода, азота, относительно подвижного кремнезема, кальция, магния, калия, фосфора, серы, меди, кобальта, обогащая ими верхние горизонты почвы, и образует мощные гумусовые горизонты (0,5—2,0 *м*) с преобладанием гуминовых кислот над фульвокислотами, с высокими энергетическими, пищевыми ресурсами и развитой катионной поглотительной способностью (25—30—50 *мг-экв*). Для почв этой формации характерны нейтральная и слабощелочная реакция среды, наличие солей углекислого кальция, образование глинных минералов группы монтмориллонита и иллита.

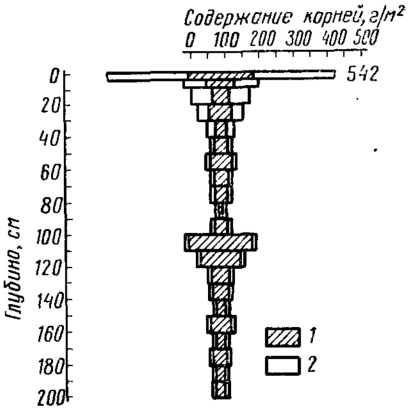


Рис. 81. Распределение корней в мощном черноземе целинной степи. По данным В. Б. Мацкевич (из работы Большакова, 1961)
1 — корни диаметром >1 *мм*;
2 — корни диаметром <1 *мм*

Геоморфологически и геохимически районы с почвами этой формации расположены на слабодренированных аккумулятивных равнинах, характеризующихся в прошлом или настоящем гидроморфным режимом. Многие районы распространения темных гумусовых почв, лугово-черноземных почв, почв прерий имеют неглубокие грунтовые воды (4—6 *м*), которые и в настоящее время оказывают решающее влияние на растительность и почвообразование (Кубань, Тамбовская область, Западная Сибирь, Молдавия, Венгрия, Аргентина, Канада). В этой же группе находятся так называемые послелесные почвы и высокоокультуренные почвы полей.

В целинных условиях черноземных луговых степей Кубани, Молдавии, Центрально-Черноземных областей СССР травянистая растительность развивает мощную корневую систему, проникающую на глубину 2—2,5 *м* (рис. 81). Суммарно ризомасса на черноземах достигает 24 *т/га* (Афанасьева, 1964) — 26 *т/га* (Крупенников, 1967). В настоящей прерии США верхние 10 *см* почвы содержат до 10 *т/га* органического вещества корней (Weaver, 1968).

В среднем к концу лета злаково-травянистые растения прерий производят от 175 до 882 отдельных корней на одно растение (Weaver, 1968). За год вегетации в экспериментальных условиях такие растения, как Bouteloua, Andropogon, образуют каждое до 80—320 *г* корней при 280—900 *г* наземной фитомассы. Вевер считает, что некоторые корни травянистых растений прерий живут значительно дольше трех лет, благодаря этому и создается прочная и развитая дернина почв прерий, защищающая их от эрозии.

Большинство культурных растений, особенно кукуруза и подсолнечник, развивает корневую систему также до глубины 2—2,5 и даже 3 *м*. Но общая ризомасса культурных растений даже на черноземах редко превышает 50—60—70 *ц/га*, составляя чаще 25—30 *ц/га*.

Степень разветвленности корневых систем у травянистых растений во много раз бо́льшая, чем у древесных. Общая длина всех корней у травянистых растений достигает поразительных размеров: при одиночном стоянии — до 70—80 *км*, а при сплошном покрове — до 850—960 *м* на растение (Станков, 1964). По не вполне проверенным данным, длина кор-

Таблица 96

Длина, объем и поверхность корней у растительности целинных степей Заволжья (длина корней на глубине 0—25 *см* в пересчете на 1 *дм*³ почвы)*

Растительная группировка	Почва	Длина корней, *м*	Объем корней, *см*³	Поверхность корней, *см*²
Типчаково-ковыльная	Тяжелосуглинистая каштановая	97,6	3,07	600
Злаково-разнотравная	Тяжелосуглинистая темноцветная	113,2	1,22	412
Типчаково-пиретровая	Тяжелосуглинистая солонцевато-каштановая	74,0	2,59	496
Типчаково-белополынная	Тяжелосуглинистый столбчатый солонец	52,8	1,88	352

* Данные Н. И. Саввинова и Н. А. Панковой (1942).

невых волосков достигает у одиночных растений 10 000 *км*, а прирост их в день 80 *км*. Столь же интенсивно постоянное отмирание корневых волосков. Представление об огромной длине, объеме и поверхности корней травянистых растений степей дают данные табл. 96. Н. З. Станков считает, что поверхность поглощения корневых волосков в 20—30 раз больше поверхности тонких корешков. Корневая масса травянистых растений крайне сильно воздействует на почву, механически и биохимически создавая особую прикорневую зону, насыщенную микрофауной и микрофлорой, богатую ферментативными и каталитическими соединениями, имеющую особый воздушный, газовый, окислительно-восстановительный и кислотно-щелочной режимы.

В отличие от древесных растений, у которых наземная масса значительно преобладает над ризомассой, у травянистых корни либо равны по весу наземной фитомассе, либо (что чаще) превышают ее (рис. 82). Так, например, по данным Е. А. Афанасьевой (1966), общий запас надземной и подземной фитомассы в биогеоценозах луговых степей Русской равнины с мощными и тучными черноземами равен 34 *т/га*. Это включает около 3,3 *т/га* наземной сухой растительной массы, 6,7 *т/га* степного войлока и 24 *т/га* корней. Чем менее благоприятны экологические условия, тем бóльшая часть суммарной фитомассы травянистых приходится на долю корней. При возрастании сухости климата соотношение наземной и подземной частей резко меняется в пользу корней. На лугах и луговых степях корни превышают наземную массу на 200—300%, в типичных степях на 400—500%, а в сухих степях на 600—1000%; соответственно усиливается и почвообразующий эффект корней.

В условиях высокогорий еще отчетливее проявляется концентрация биомассы травянистой растительности в виде корней в верхних почвенных горизонтах. Так, 95—99% общей биомассы горных степей и лугов Тянь-Шаня представлено корнями. В опаде до 86—97% массы приходится на долю корневых остатков (табл. 97).

Тенденция к аккумуляции фитомассы в почве особенно резко выражена в условиях горного дернового почвообразования Кавказа. Так, по данным С. А. Алиева (1966), ризомасса превышает наземную биомассу в травянистых сообществах горного Азербайджана в 6—9—18 раз

Таблица 97

Фитомасса растительных сообществ Джеты-Огузских сыртов Центрального Тянь-Шаня*

Растительность	Почва	Биомасса			Корни		Ежегодный опад, корневые остатки, наземные части					
		всего, *ц/га*	наземная часть		*ц/га*	% от биомассы	всего, *ц/га*	% от биомассы	наземные части		корневые остатки	
			ц/га	% от биомассы					*ц/га*	% от опада	*ц/га*	% от опада
Высокогорная типчаковая (птилагорстис пурпуровый)	Высокогорная каштановая	248,0	12,7	5,1	235,3	94,9	91,1	37,6	12,7	14,0	78,4	86,0
Высокогорная волоснецовая (волоснец пушистоколосый)	Делювиальный солончак	288,1	33,0	11,5	255,1	88,5	118,0	40,9	33,0	28,0	85,0	72,0
Полынная (польнь розоволцветковая)	Высокогорная бурая пустынно-степная	256,2	11,6	4,5	244,6	95,5	92,1	35,9	11,6	11,5	81,5	88,5
Кобрезневники (кобрезия волосовидная)	Высокогорная полуторфянистая	515,0	4,6	0,9	510,6	99,6	174,8	34,0	4,6	2,6	170,2	97,4

* Рассчитано Г. Я. Федичкиным (1965 г.) по материалам Л. И. Поповой.

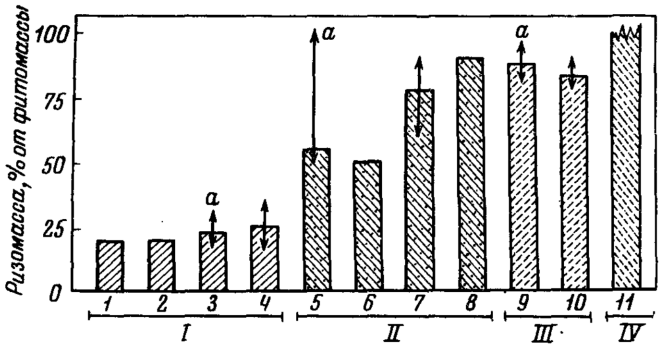


Рис. 82. Доля корней в общей фитомассе

I — леса:
1 — тропические;
2 — субтропические;
3 — хвойные;
4 — лиственные.
II — травянистая растительность:
5 — прерии, пампы, луга;
6 — саванны;
7 — степи;
8 — сухие степи.
III — кустарниковая растительность:
9 — пустыни;
10 — тундры.
IV — болота:
11 — тростниковые,
стрелки — амплитуда колебаний

(табл. 98). В отдельных случаях биомасса живых и мертвых корней превышает наземную биомассу в 64 раза. Даже древесная растительность в горных условиях имеет такое соотношение, хотя и в очень ослабленной степени (отношения около 2,4).

Есть еще одно различие в характере ризомассы древесных и травянистых — это сосредоточенность корней в верхних горизонтах почвы, обычно в 50—60 *см* и особенно в верхних 0—10, 0—20 *см*. В горно-луговых почвах Кавказа 90% веса корней находится в самой верхней части профиля почвы (0—20 *см*). У луговых пойменных и глеево-луговых почв Кавказа (сазовых) 85—90% ризомассы сосредоточено в верхних 0—20 см, где она образует прочную сложную дернину (Алиев, 1966). В черноземных почвах Азербайджана распределение ризомассы несколько иное. Корни размещаются в большем объеме и на бóльшую глубину: 85—90% ризомассы сосредоточено в слое 0—30 или 0—40 *см* (Алиев, 1966).

Однако нельзя считать, что в дерновом процессе и в истории почв лугов, прерий, степей древесные растения не играли никакой роли. Наоборот, та или иная степень участия древесной или кустарниковой растительности в дерновом почвообразовательном процессе, по-видимому, была неизбежной. Это могло быть в период прошлого поемного режима древних водно-аккумулятивных равнин. Могло это быть и в форме поселения дубрав, березовых и осиновых колков, реликты которых и поныне наблюдаются на черноземах.

Человек и его хозяйственная деятельность способствовали почти полному исчезновению древесных на лугах, в прериях, степях и саваннах. Это способствовало и увеличению роли дернового почвообразования там, где дернина не была уничтожена выжиганием, пастьбой, распашкой.

Таблица 98

Запасы надземной и корневой фитомассы в почвах Азербайджанской ССР
(Алиев, 1966)

Почва	Надземная масса	Живые корни	Мертвые корни	Сумма, *т/га*	Мертвые корни, % от суммы	Отношение корней к надземной массе
	г/м²					
Горно-луговая торфянистая	132	1364	689	20,53	33,56	15,5
Горно-луговая дерновая	176	2628	566	31,94	17,62	18,1
Горно-луговая черноземовидная	381	2921	1241	41,62	29,81	10,9
Бурая послелесная	422	2511	3663	61,74	59,33	14,6
Горный чернозем выщелоченный	455	1494	1304	27,98	48,60	6,2
Горный чернозем карбонатный	292	500	656	12,11	54,17	4,1
Темно-каштановая	253	215	507	7,22	70,22	2,8
Сероземная	119	153	295	4,48	65,84	3,7
Лугово-сероземная	189	1150	647	17,97	36,00	9,5
Культурно-луговая	190	1578	1238	28,16	43,96	14,8
Луговая сазовая солонцеватая	68	2306	2054	43,60	47,11	64,1
Бурая горно-лесная	723	735	609	13,44	45,31	1,7
Желтоземная горно-лесная	511	1670	1231	29,01	42,44	5,6
Коричневая лесная	1151	2987	1991	49,78	40,00	4,3

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТРАВЯНИСТЫХ РАСТЕНИЙ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Содержание азота и зольных элементов в тканях травянистой растительности в среднем составляет 5—7% (4—10%). Таким образом, травянистая растительность на суше удерживает в своем составе в биологическом круговороте миллиарды тонн минеральных веществ, т. е. не меньше, чем древесная. Часть этой массы минеральных веществ постоянно обращается между почвенными горизонтами и травянистой растительностью; некоторая же часть уходит с водами поверхностного и подземного стока в реки и Мировой океан.

Обычно травянистая растительность расположена в условиях значительно более сухого климата, чем лесная. Водный режим прерий, лугов, степей, саванн является непромывным либо временно и слабопромывным (гидроморфно-промывным, гидроморфно-транспирационным). Бóльшая часть атмосферных осадков (80—90%) в конечном счете удерживается почвой и в дальнейшем расходуется на транспирацию растительным покровом и на испарение. Лишь небольшая часть приходится на поверхностный и подземный стоки.

Таким образом, колоссальная масса азота и минеральных веществ, вовлекаемых на суше травянистой растительностью в биологический круговорот, в основном удерживается в пределах почвенных горизонтов, а также в системе почва — растительность.

Об основных особенностях минерального состава золы травянистых растений можно судить по данным табл. 99. Содержание золы в травя-

Таблица 99

Общие особенности зольного состава травянистой растительности (наземная часть)

Тип травянистой растительности	Зола, %	Порядок содержания в золе
Луговая	2—4	$Ca > K_2O > SO_3 > P_2O_5 > MgO > SiO_2 > R_2O_3$
Лугово-степная	5—12	$SiO_2 > K_2O \geqslant CaO > SO_3 > P_2O_5 > MgO \geqslant Al_2O_3 > R_2O_3$
Сухостепная	12—20	$NaO \approx Cl \approx K_2O \approx CaO \approx SO_3 > SiO_2 > P_2O_5 > MgO$
Солянки сухие полупустынь	20—30	$Na_2O > Cl > SO_3 >$ прочие
Солянки мясистые полупустынь и пустынь	40—55	$Na_2O > Cl > SO_3 >$ прочие

нистой растительности закономерно возрастает от влажных северных районов к степным и особенно к полупустынным и пустынным.

Для луговой травянистой растительности севера наиболее характерно преобладание соединений кальция и калия над всеми остальными компонентами золы. Значительно также содержание соединений серы и фосфора. Степная растительность сохраняет то же преобладание соединений калия, кальция, серы и фосфора над прочими компонентами зольных элементов. Однако максимум в составе золы приходится на долю кремнезема, столь характерного для злаков. Зола разнотравья по сравнению со злаками в 3—5 раз богаче кальцием. Бобовые богаты азотом, кальцием, калием.

Сухостепная растительность, включающая главным образом различные виды полыни, прутняк, пиретрум и др., иногда характеризуется преобладанием в составе золы таких компонентов, как натрий и хлор. Еще в большей степени это выражено в солянках полупустынь и пустынь, в которых основными компонентами зольных веществ являются хлориды и сульфаты натрия.

Статистически обработанные данные о количестве и составе зольных элементов в травянистых растениях представлены графически на рис. 83, где показаны смены химизма золы растений в зависимости от величины зольности. Можно видеть уменьшение в составе золы содержания соединений кальция, калия, серы (белковой), фосфора, магния по мере увеличения общей зольности растений и возрастание в том же направлении содержания хлора, натрия и серы (в анионе). Кремнезем составляет максимум при зольности 6—14% (в злаках). В этих же интервалах зольности обнаруживается максимум в содержании окислов алюминия. При количестве золы в травянистых растениях около 2—6% обнаруживается также максимум содержания окислов железа. При более высокой зольности растений содержание соединений алюминия и железа уменьшается.

Таким образом, травянистые растения с низкой зольностью будут накапливать в почве соединения кальция, калия, серы, фосфора, железа. Это особенно характерно для травянистой растительности лугов севера. Растительность степей и пойменных лугов, главным образом злаки, осоки, бобовые, обладающие малой зольностью, кроме соединений калия, кальция, серы и фосфора, будут аккумулировать в почвах весьма боль-

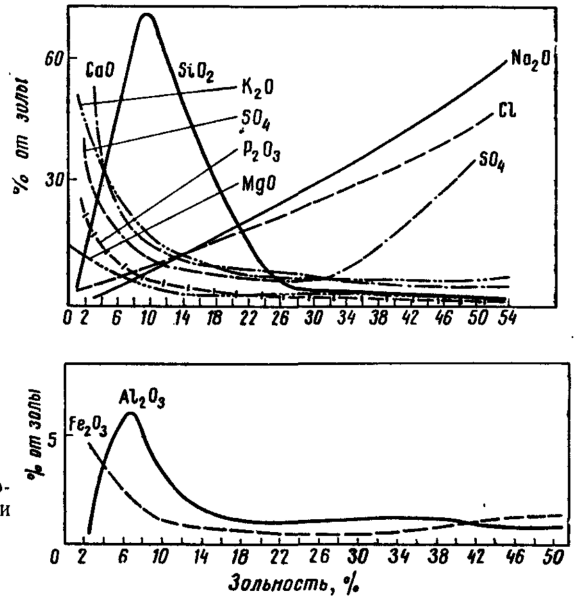


Рис. 83. Общая схема зависимости химизма золы от зольности травянистых растений

шие количества соединений кремния, алюминия и продуктов их взаимодействия в виде вторичных алюмосиликатов. Начиная с зольности растений, равной 15—20%, травянистая галофитизированная растительность уже обогащает верхние горизонты почв сернокислыми и особенно хлористыми солями натрия.

Размеры биологического круговорота минеральных веществ под покровом травянистой растительности по сравнению с биологическим круговоротом под покровом хвойного леса возрастают в несколько раз, а в сравнении с биологическим круговоротом под пологом лиственных лесов — в 2 — 3 раза. Зольность наземной части травянистых растений составляет в среднем 3—12%, т. е. в целом значительно выше, чем зольность хвои и листьев. Содержание золы в корнях травянистых растений лишь на 1—3% ниже, чем в наземных органах, т. е. выражается величинами того же порядка.

Травянистая растительность, отмирая и минерализуясь, возвращает в почвенные горизонты почвы всю массу минеральных веществ, потреблявшуюся в период вегетации. В среднем наземная часть травянистой растительности в разных условиях содержит 500—700 *кг/га* минеральных веществ. Кроме того, корни удерживают 300—450 *кг/га*, а иногда 600—700 *кг/га* минеральных веществ.

Таким образом, всего травянистая растительность лугов и целинных степей нашей страны вовлекает в круговорот не менее 800—1200 *кг/га* минеральных веществ разного типа.

Вместе с азотом и с прижизненными минеральными выделениями, а также с корнями, которые отмирали во время вегетации, и с учетом той массы тончайших корневых волосков, которые теряются при извлечении корней из почвы, средний ежегодный баланс зольных веществ под пологом луговых и степных трав, вероятно, составляет до 2000 *кг/га*.

При известных допущениях, по имеющимся данным, можно считать, что под покровом злаково-бобовой разнотравной растительности в кру-

говороте ежегодно участвует до 1000—2000 *кг/га* азота и зольных веществ (Ковда, 1956). Е. А. Афанасьева (1966) определила размеры биологического круговорота в луговых степях Русской равнины следующими величинами: минимально 828 *кг/га* (включая 105 *кг/га* азота) и максимально 2315 *кг/га* (включая 281 *кг/га* азота). Вероятно, истинные величины еще выше. От 70 до 95% этого количества химических элементов сосредоточено в корнях, главным образом в корнях верхних 0—30 *см*.

Таким образом, размер биологического круговорота минеральных веществ и состав его компонентов под пологом травянистой растительности коренным образом отличаются от складывающегося под пологом лесов умеренного и холодного климата (особенно хвойных). Лугово-степная травянистая растительность при непромывном и слабопромывном водном режиме создает предпосылки для поддержания в почвенных растворах нейтральной и слабощелочной среды, определяемой постоянным присутствием соединений кальция и калия. Травянистая растительность вместе с тем в процессе биологического круговорота веществ систематически обогащает почвенные горизонты соединениями фосфора, серы, азота. Постоянное участие в составе золы травянистых растений соединений железа, алюминия, кремния создает предпосылки для биосинтеза вторичных глинных минералов, формирующих поглощающий комплекс почвы.

Еще в 1937 г. и позже, в 1944 г., мы впервые высказали предположение о возможном образовании поглощающего комплекса в почвах под воздействием минеральных веществ, представленных в тканях степных травянистых растений (остепнение солонцов). Р. Х. Айдинян (1949, 1953) пришел к выводу о том, что корневая система злаков является активным фактором образования таких вторичных минералов, как бейделлит, монтмориллонит, окислы железа и др. Айдинян обнаружил также повышенное содержание в корнях травянистых растений соединений кальция и магния в сравнении с содержанием их в наземных частях. В этом заложена одна из важнейших предпосылок биологической трансформации кислых или избыточно-щелочных (солонцовых) почв под влиянием поселения на них травянистой злаково-бобовой и разнотравной растительности.

Обычно обменный водород или обменный натрий, сообщающие почвам неблагоприятную для растений реакцию среды, замещаются биогенным кальцием и магнием в процессе олуговения или остепнения почв. Существование процессов остепнения солонцеватых щелочных почв под влиянием смены пиретрово-полынной («щелочной») растительности степной злаково-разнотравной, богатой кальцием, было показано нами (Ковда, 1937, 1946в) и является ныне общепризнанным. Процессы остепнения и олуговения известны для подзолистых и осолоделых почв в случае завоевания их травянистой растительностью. Наконец, процессы биологической трансформации кислых и щелочных почв происходят под покровом сеяных трав, злаков и особенно бобовых, в которых велико содержание кальция. На это обстоятельство неоднократно указывал В. Р. Вильямс. Ныне это доказано на практике: корневые остатки злаков и бобовых обладают ярко выраженным мелиорирующим эффектом на солонцах.

Рассмотрение минерального состава травянистой растительности лугов, лесостепей и степей Советского Союза позволяет сделать следующие выводы о почвообразующей роли трав. Под пологом травянистой растительности протекает 2—3-летний полный цикл биологического круговорота минеральных веществ, по объему в несколько раз превышаю-

щий величину биологического круговорота минеральных веществ, слагающегося под пологом леса. Уравновешенный характер водного режима этих областей приводит к тому, что мобилизуемая травянистой растительностью масса минеральных веществ обращается почти полностью в системе почва — травянистая растительность, обогащая верхние горизонты почвы минеральными компонентами. Обилие в составе золы травянистых растений соединений кальция и калия поддерживает нейтральную и слабощелочную реакцию. Постоянное присутствие в составе травянистой растительности и особенно в корнях злаков соединений алюминия и железа при больших количествах кремнезема в условиях щелочной среды создает предпосылки к биогенному синтезу вторичных минералов (почвенного поглощающего комплекса). Обилие в составе минеральных веществ травянистых растений соединений кальция и магния наряду с серой создает условия для синтеза сульфатов и карбонатов Ca и Mg, циркулирующих в почвенных растворах. Это же ведет к насыщению поглощающего комплекса обменным кальцием. Постоянное присутствие в почвенных растворах таких сильных коагуляторов, как кальций, обеспечивает формирование благоприятных агрофизических свойств и агрономически ценной структуры.

Характерная для луговых и черноземных почв обогащенность верхней части профиля почв соединениями углерода, азота, фосфора, кальция, калия и серы является следствием почти полностью обратимых циклов биологического круговорота минеральных веществ под пологом трав в условиях уравновешенного водного режима.

Размеры биологического круговорота биофильных элементов в травянистых ценозах значительно меняются в зависимости от экологических условий и общей продуктивности ценоза.

РОЛЬ РАСТИТЕЛЬНОСТИ СУХИХ СТЕПЕЙ В СОЛЕНАКОПЛЕНИИ

Советские исследователи Б. А. Келлер, В. А. Дубянский, И. В. Ларин, В. А. Ковда, С. В. Зонн, В. А. Леонтьев, Н. И. Базильвич, Б. М. Голуш длительное время изучали роль сухостепной и галофитной растительности в процессах соленакопления.

Отличаясь экологическими и физиологическими потребностями, разные виды растений, естественно, играют различную роль в процессах мобилизации, перераспределения, дифференциации и накопления легкорастворимых, а также малорастворимых веществ органогенного характера. Специальные исследования этого вопроса, проведенные под руководством автора для солонцово-солончаковых равнин Закавказья, Западной Сибири, Поволжья и Средней Азии, позволили установить основные группы этой растительности (табл. 100) в зависимости от их биогеохимической роли (Ковда, 1937, 1944, 1946в).

Мясистые галофиты типа Salicornia herbacea, Halocnemum strobilaceum, Kalidium caspicum, Petrosimonia brachiata и другие содержат обычно 40—50% золы в пересчете на сухую массу растений. Минеральные вещества золы в этой группе растений представлены главным образом хлоридами и сульфатами натрия. В пересчете на золу сумма хлора, аниона серной кислоты и натрия составляет около 80—85%. Особенно богаты хлоридами опадающие листья и веточки солянок. С учетом ежегодного прироста, опада и возврата минеральных веществ можно считать, что мясистые галофиты вовлекают в поверхностные горизонты почвы

Таблица 100

Пределы содержания и состав зольных веществ в растениях сухих степей и пустынь, % от золы

Группы растений	Содержание зольных веществ, %	Cl	SiO_4	SiO_2	P_2O_5	Na	K	Mg	Ca
Солянки мясистые (мокрые)	40—55	15—17 (30—48)*	10—25	0,06—0,4 (1—3)	0,6—0,4 (1—3)	22—30	1—3	0,3—2	0,03—1 (1—3)
Солянки полусухие	20—30	4—15 (30)	3—15 (26—36)	2—4 (10)	1—4 (7)	12—26	2—8 (14)	2—3	3—6 (11—22)
Солянки сухие, ксерофиты, полыни	10—20	3,5—9	4—11 (18—22)	1,5—5 (21—62)	11—13	4—9 (30—65)	4—12	0,5—1,5 (2,5—4,5)	4—12 (15—22)
Злаки, бобовые, полыни	5—10	4—8	4—8 (15—30)	19 (50—75)	6—15 (28)	1—5 (10—20)	6—13 (15—18)	—	10—15 (20)

* В скобках показаны максимальные величины.

200—500, а иногда и 1000 *кг/га* легкорастворимых веществ, главным образом хлоридов и сульфатов натрия.

Таким образом, мясистые галофиты играют большую роль в увеличении солесодержания в верхних почвенных горизонтах. На возможную засоляющую роль растений впервые обратил внимание В. Р. Вильямс. Позже исследованиями В. А. Дубянского, С. В. Зонна, А. Г. Гаэля и других было установлено, что некоторые галофиты, в частности черный солончаковый саксаул, не только поддерживают высокую засоленность почв, но и вызывают явления осолонцевания, повышая щелочность, пептизированность и гидрофильность верхнего горизонта почвы.

Однако нельзя приписывать мясистым галофитам ведущую роль в засолении почвенного покрова. Дело в том, что вся эта группа растений нуждается в близких грунтовых сильноминерализованных водах, которые через капиллярную кайму или непосредственно используются корневой системой галофитов. Обычная глубина залегания грунтовых вод в районах произрастания мясистых галофитов составляет 0,5—1,2 *м*. В этих условиях минеральное испарение почвенно-грунтовых вод через поверхность почвы приводит к ежегодному сезонному поступлению огромных масс легкорастворимых солей, порядка 50—100 *т/га*, что во много раз превышает биогенный приток солей в верхние горизонты почвы.

Сопоставляя соотношение двухвалентных и одновалентных металлов в составе золы мясистых галофитов и в почвенно-грунтовых водах солончаков, можно видеть, что в галофитах обычно это отношение увеличено в пользу кальция. Таким образом, в большинстве случаев мясистые галофиты не способствуют явлению осолонцевания почвенных горизонтов, хотя отдельные виды, подобные саксаулу, благодаря выраженному преобладанию в составе золы щелочей над щелочными землями, в состоянии поддерживать солонцовые явления.

Приподнятые и более дренированные равнины сухих степей, полупустынь и пустынь имеют более глубокий уровень грунтовых вод, порядка 5—10 *м*. В этих условиях формация мясистых галофитов исчезает, растительность обычно представлена полусухими солянками, такими, как камфоросма, шведки, петросимонии, анабазис и др. Полусухие солянки вовлекают в свои ткани значительно меньше минеральных соединений — 20—30% в пересчете на сухую массу. В их составе сульфаты натрия преобладают над хлоридами, в отличие от группы мясистых галофитов, в которых ясно преобладание хлоридов натрия над сульфатами. Полусухие солянки в состоянии вовлекать в ежегодный биологический круговорот до 300—600 *кг/га* минеральных веществ, представленных главным образом сернокислыми и отчасти хлористыми солями натрия. В этой группе растений констатируется также некоторое увеличение содержания калия и кальция, а также кремнезема.

Несмотря на то, что абсолютная величина количества минеральных веществ, вовлекаемых ежегодно в биологический круговорот полусухими солянками, меньше, чем мясистыми галофитами, следует признать, что относительная роль их в поддержании засоленности почвенных горизонтов своего местообитания значительно выше. Влияние грунтовых вод, находящихся на глубине 5—10 *м*, на засоление поверхностных почвенных горизонтов ничтожно. Ежегодный приток легкорастворимых солей в почвенные горизонты с капиллярными растворами при глубинах грунтовых вод 5 *м* и более практически отсутствует. Биогенный приток солей в верхние горизонты почв здесь, несомненно, выражен сильнее.

Нашими исследованиями (Ковда, 1946в, 1947) было установлено, что при близких грунтовых водах наряду с хлоридами и сульфатами натрия и магния в солончаковых почвах происходит интенсивное накопление сульфатов кальция (до 3—20%). Последующее рассоление подобных солончаков при искусственных мелиорациях или после естественного понижения уровня грунтовых вод обычно не сопровождается развитием солонцового процесса. Это объясняется тем, что природные хлоридно-сульфатные солончаки всегда обеспечены большими запасами гипса, кальций которого тормозит вступление натрия в поглощающий комплекс при рассолении.

При более глубоком залегании грунтовых вод в степных и пустынных условиях (5 *м* и глубже) растворы сернокислого кальция не достигают поверхностных горизонтов почвы. Биологический же круговорот минеральных веществ, вовлекаемых полусухими солянками, при высоком содержании в составе этих веществ натрия может поддерживать высокую солонцеватость почв сухих степей и пустынь. Не исключено поэтому, что повсеместное развитие солонцеватости в почвах полупустынь и пустынь после их отрыва от грунтовых вод частично обязано биологической мобилизации солей натрия.

Третья группа растений сухих степей и пустынь представлена сухими солянками типа Halocharis, Capparis herbacea, Salsola dendroides и др. Содержание золы в пересчете на сухую массу растительности составляет в них примерно 10—15%. Здесь намечается уменьшение доли хлоридов и относительное возрастание доли сульфатов, а также суммы кальция, калия, фосфора и кремнезема.

Наконец, четвертой группой растений, произрастающих в сухих степях и полупустынях, в условиях господства процессов рассоления и при весьма глубоком уровне грунтовых вод (10—20 *м*), являются многочисленные злаки, бобовые, сложноцветные, различного рода эфемеры и др. В этих группах степных растений содержание минеральных веществ составляет 5—10% в пересчете на сухое вещество. Хлориды и сульфаты натрия в составе минеральных веществ занимают подчиненное место. Бóльшая часть зольных элементов здесь представлена кремнеземом (50—70%), калием, кальцием. В составе золы сумма Ca^{+2} и K^{+} заметно превышает сумму Cl^{-} и SO_4^{-2}. Здесь же отмечается резкое возрастание содержания соединений фосфора, полуторных окислов и др. При учете биопродуктивности и среднего содержания минеральных веществ в тканях растений можно считать, что ежегодно сухостепная и пустынная растительность в среднем вовлекает на сероземных, каштановых и бурых степных почвах примерно от 100 до 500 *кг/га* минеральных веществ.

Биологический круговорот минеральных веществ под покровом злаково-разнотравной и эфемеровой растительности не способствует процессам засоления или осолонцевания почв. Наоборот, высокое содержание калия и особенно кальция в составе минеральных веществ приводит к тому, что появление злаково-бобово-разнотравных растительных ассоциаций на месте галофитных способствует ослаблению и исчезновению солонцовых признаков в процессе остепнения солонцовых и такырных почв (Ковда, 1937).

В развитии солонцовых процессов степных равнин огромная роль принадлежит борьбе двух растительных формаций — полынной и злаково-бобово-разнотравной. Необходимо учитывать также роль эфемерной растительности, представленной обычно мятликом (Poa bulbosa), осокой (Carex hostii), видами костра, ячменя, ромашки и др.

Накопилось уже достаточно данных, свидетельствующих о том, что полыни, несмотря на относительно низкое содержание золы, примерно 4—8%, характеризуются относительно высоким содержанием катиона натрия. Еще в 1932 г. В. Францессон привел интересные лабораторные исследования, показывающие, что водная вытяжка из таких растений, как черная полынь (Artemisia pauciflora), морская полынь (Artemisia maritima), прутняк (Kochia prostrata), при фильтрации через образец черноземной почвы способствовала появлению значительных количеств поглощенного натрия и развитию солонцовых признаков. В. Францессон тогда уже пришел к выводу о том, что некоторые растения полупустынь являются одним из основных факторов развития солонцеватости почв. Последующее изучение минерального состава полыни и прутняка как в Почвенном институте им. В. В. Докучаева, так и в Московском государственном университете подтвердило правильность этого положения.

Все местообитания в полупустынных районах Азербайджана и Поволжья, занятые полынью, обычно характеризуются высокой солонцеватостью почв. В то же время накопились данные, характеризующие почвообразующую роль эфемерных растений в сухой степи, таких, как мятлик луковичный, виды осоки, костров, ячменя и др. Наступание злаково-бобово-разнотравной растительности и вытеснение полыни сопровождается уничтожением признаков солонцеватости и развитием каштановых, буро-степных или сероземных почв.

Надземная сухая масса эфемеровой растительности, использующей в Азербайджане осенне-зимний и ранневесенний вегетационный период, составляет иногда около 50 *ц/га*. Масса корней также составляет не менее 50 *ц/га*. Состав минеральных веществ, вовлекаемых эфемерной растительностью в свои ткани, благоприятен для уничтожения солонцовых свойств и развития высокоплодородных почв, свойственных данной зоне (Лагунова, 1955). Содержание золы в эфемерных растениях обычно 7—12%; в составе золы, как правило, преобладают кремний (30—50%) и кальций (12—15%); калий, магний, сера составляют по 3—5% от суммы золы; содержание натрия — 1—2,5%.

Эфемеры вовлекают в биологический круговорот до 1000—1200 *кг/га* минеральных веществ ежегодно. Роль эфемеров в почвообразовательном процессе вообще еще недостаточно оценена. Состав минеральных веществ эфемеров также играет весьма большую роль в развитии почвообразования и, в частности, в ликвидации солонцовых свойств почв.

К настоящему времени мы имеем данные, характеризующие размеры биологического круговорота и состав минеральных веществ, вовлекаемых в биологический круговорот на сероземных почвах полупустыни и на типичных почвах пустыни — такырах. Растительность сероземов в условиях Южной Туркмении, по исследованиям Н. И. Базилевич, ежегодно вовлекает до 567 *кг/га* минеральных веществ различного типа (более 70% приходится на долю корней). В составе зольных веществ первое место принадлежит кремнезему (около 25% в пересчете на золу). Большими количествами представлены также окиси кальция, калия и магния (по 12—11% каждый). Содержание натрия крайне невелико, а сумма хлора и сульфат-иона в несколько раз меньше суммы кальция и магния. Наконец, важно отметить значительное количество окислов алюминия (6,6%).

Таким образом, современные растения сероземов Туркмении (Artemisia badghysi, Papaver pavonium, Poa bulbosa, Allium, Tulipa, Bromus ra-

mosus, Eremopyron orientale и др.) способствуют обогащению почвы двухвалентными металлами, соединениями фосфора и калия. Достаточно высокое количество кремнезема и полуторных окислов обеспечивает биогеохимический синтез вторичных глинных минералов. В то же время нужно отметить, что размеры биологического круговорота минеральных веществ под пологом растительности сероземов в 1,5—2 раза меньше, чем в условиях луговой степи.

Еще более сужен размер биологического круговорота минеральных веществ на типичных почвах пустынь — такырах. Такыры, корковые щелочные бесструктурные солончаковые почвы пустыни, как известно, отличаются ничтожным растительным покровом, который при беглом рассмотрении даже не виден. На такырах произрастают лишь единичные эфемеры и некоторые специализированные ксерофиты-галофиты (Malcolmia africana, Matricaria lamelata, Lepidium perfoliata, Allium albanum, Cagea reticulata, Scorzonera tuberosa, Brassica sp.).

Урожай растительной массы на типичных такырах Средней Азии составляет примерно 1—2,5 *ц/га*. В биологический круговорот минеральных веществ такыровая растительность вовлекает весьма небольшую массу золы, порядка 15—10—5 *кг/га* ежегодно. При этом около половины приходится на долю корней. Можно видеть, что круговорот минеральных веществ на такыровых почвах сводится к минимуму. Однако и здесь нельзя недооценивать роли этого круговорота.

В составе зольных веществ такыровой разнотравной растительности первое место принадлежит кремнезему (30%) и окислам калия (около 15—25%). Велика доля окислов кальция (около 10—25%) и окислов натрия (около 8—10%). Заметными величинами представлены также анион серной кислоты (10%) и хлор (8%). Окислы калия и натрия вместе составляют около 25—35% от золы. В составе золы растительности такыров значительна доля суммы щелочей. Поэтому растительность такыров благодаря обогащенности щелочами может поддерживать щелочную реакцию и солонцеватость почв.

Однако для оценки почвообразующей роли растительности и, в частности, минеральных веществ, вовлекаемых в биологический круговорот, нужно не столько рассматривать отдельно, изолированно взятый состав минеральных веществ, сколько учитывать направление смены растительных ассоциаций в связи с общим развитием местности. Такыры обычно постепенно зарастают растительностью типа эфемерового разнотравья. Покрытие достигает 5—10%, урожай наземной массы — 5 *ц/га*, а корней — 10 *ц/га*. В этих условиях размер биологического круговорота на такырах медленно возрастает до величины 100—150 *кг/га*. Под влиянием корней, органического вещества, работы землероев и особенно под влиянием минеральных веществ, вовлекаемых в биологический круговорот, происходит постепенное преобразование такыров в почвы, близкие к сероземам.

Итак, намечается различие в роли растительности в степях и пустынях. При общем постепенном поднятии местности, понижении базиса эрозии и уровня грунтовых вод равнин в условиях степей и пустынь наблюдается общее нарастающее рассоление. Смена растительных формаций при этом проходит в направлении от мясистых галофитов к сухим и полусухим галофитам и в дальнейшем к полыням и злаково-бобово-разнотравному сообществу. В этом случае специфические особенности минерального состава различных сменяющих одна другую ассоциаций вначале, на стадии галофитов, поддерживают общую засоленность почв, а

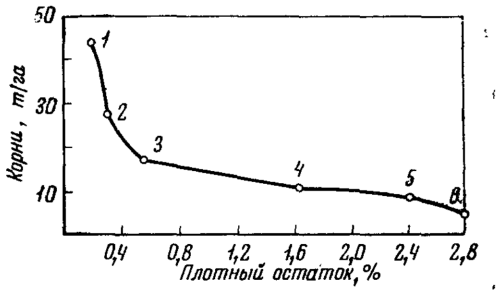


Рис. 84. Изменение запасов корней в зависимости от засоленности почв (Алиев, 1966)

Почвы:
1 - - луговая сазовая;
2 — культурно-луговая;
3 — лугово-сероземная;
4 — солонец;
5 - - солончаково-солонцовая;
6 - солончак

на стадии полусухих и сухих галофитов и полыней — явления осолонцевания; на стадии злаково-бобово-разнотравного сообщества осолонцевание сменится процессом остепнения и формирования несолонцовых плодородных почв с развитым поглощающим комплексом и большим запасом элементов минерального питания растений.

Иная роль минерального состава растений при нарастающем постепенном понижении местности и повышении базиса эрозии. В этом случае произойдет постепенное выравнивание рельефа, общее повышение уровня грунтовых вод и приближение его к поверхности, общее развитие процессов соленакопления в ландшафте. Смена растительных формаций, вероятно, пойдет в обратном направлении. Злаково-бобово-разнотравное сообщество будет сменяться галофитами все большей степени выраженности. Естественно, что в этом случае смена растительных формаций будет дополнительно способствовать нарастающей общей засоленности почв. Дерновый процесс почвообразования по мере увеличения степени засоленности субстрата начнет заметно ослабевать. Это объясняется резким снижением производимой фитомассы и особенно очень сильным уменьшением запасов и продуктивности корневой системы (рис. 84).

ДЕРНОВЫЙ ПРОЦЕСС В ЧЕРНОЗЕМНЫХ СТЕПЯХ И ПРЕРИЯХ

Направление почвообразования под покровом трав, как и под покровом лесной растительности, зависит от характера сочетания биологического круговорота органогенных элементов с типами коры выветривания, направлением геохимических процессов в ландшафте и особенно от суммарного баланса веществ при почвообразовании.

Промывной водный режим в лугово-степных травянистых ценозах ослаблен (луговые степи и прерии) либо не выражен совсем (сухие и пустынные степи). Во многих случаях водный режим почв травянистых ценозов является испарительным — выпотным, капиллярно-гидроморфным или даже субаквальным. Чаще всего травянистые ценозы расположены на аккумулятивных и транзитно-аккумулятивных типах коры выветривания, в которых идут в настоящее время или имели место в недавнем прошлом процессы геохимической аккумуляции углекислых и сернокислых солей кальция, гидрогенный синтез и ресинтез монтмориллонита и гидрослюд, соединений фосфора, полуторных окислов, микроэлементов.

Суммарный баланс веществ при таком сочетании условий, как правило, накопительный. При этом типе баланса геологически длительное время, порядка нескольких тысячелетий, совместно действуют: аккумуляция биогенная, аккумуляция геохимическая (от испарения и транспира-

ции грунтовых вод), аккумуляция механическая (при намыве аллювия в поймах, при накоплении осадков в озерах и болотах).

Именно такие условия складывались на великих водно-аккумулятивных равнинах Европы, Азии, Африки и Америки. Травянистая растительность, приспособленная к этим условиям, уже на стадии подводных, дельтовых, поемно-террасовых ландшафтов, послеледниковых переувлажненных низменностей развертывала аккумулирующую деятельность. Образовывались луговые, дерновые темноцветные, высокогумусные часто оглеенные почвы с близкими пресными бикарбонатно-кальциевыми слабоминерализованными грунтовыми водами.

В современных поймах и дельтах, на террасах больших рек типа Волги, Амура и др., на низменностях Канады, Западной и Восточной Сибири, Русской равнины гидроморфные разновидности темных гумусовых почв можно видеть и в настоящее время. Эти почвы описываются как луговые, лугово-глеевые, дерновые, черноземно-луговые, почвы прерий (брюниземы). Они являются историко-генетическими предшественниками современных степных почв СССР, почв венгерских пушт, балканских черноземов, почв аргентинских пампасов. Эпейрогенические поднятия равнинных низменностей и углубление уровня грунтовых вод были главным фактором ксерофитизации местности и остепнения травянистой растительности.

Одним из типичных примеров дернового почвообразовательного процесса являются прерии Северо-Американского континента. Здесь распространены мощные темные гумусовые высокоплодородные глеево-луговые, луговые и лугово-степные почвы, брюниземы, планосоли, черноземы, каштановые почвы. Все эти почвы сформированы на послеледниковых водно-аккумулятивных суглинистых, глинистых и лёссовых отложениях под мощной травянистой растительностью.

Разнотравно-злаковая растительность прерий образует богатую плотную дернину с массой корневищ и корней. По данным Вевера (Weaver, 1968), в 10-сантиметровом слое ризомасса по весу составляет (*т/га*):

На настоящей прерии низменности	9,2
На прерии повышенных пространств	6,75
На смешанной бедной прерии	4,5

Сложная сеть корней расположена в основном в верхних 60—70 *см* почвы, но распространяется в глубину до 2—3 и даже 6—7 *м*. Максимум корней (65—80%), однако, сосредоточен в верхних 15 *см*.

Корневая система и наземная часть травянистой растительности на фоне слабопромывного или периодически промывного водного режима ведут, по мнению американских исследователей, к интенсивной аккумуляции в почвах гумуса, что характерно для брюниземов и черноземов США (2—6% при глубине гумусовых горизонтов 0—70—100 *см*). Общий запас гумуса только в слое 0—15 *см* брюниземов достигает 75—100 *т/га* (Weaver, 1968).

Черноземы Западной Сибири также могут служить примером дернового почвообразования и недавнего гидроморфного прошлого почв.

Данные В. П. Егорова, приведенные на рис. 85, показывают, что кремнезем и азот являются доминантами в составе химических веществ, вносимых ежегодно травянистой растительностью в почву. Второе место в составе химических элементов, вовлекаемых травянистой растительностью в биологический круговорот, занимают алюминий, калий,

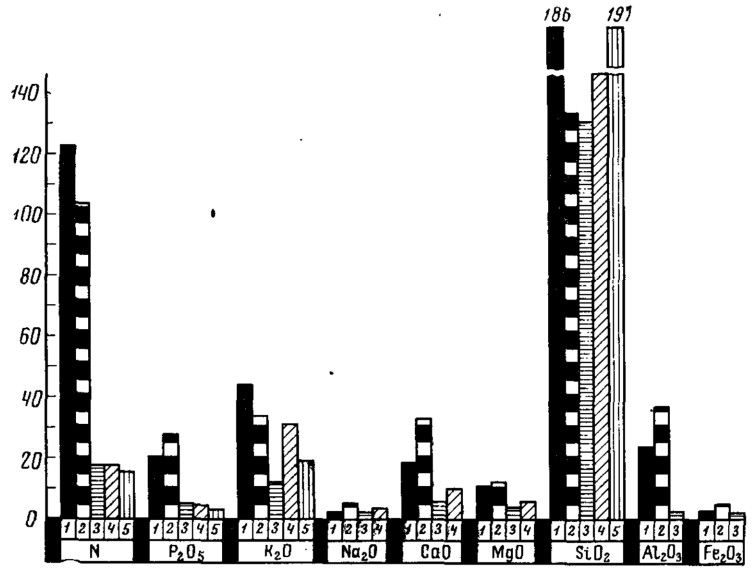


Рис. 85. Ежегодное поступление минеральных элементов на выщелоченных черноземах Западной Сибири (В. П. Егоров, устное сообщение)

1 — некосимая целина, Барабинская степь (данные Н. И. Базилевич);
2 — косимая целина, Курганская обл.;
3 — яровая пшеница на периодически удобряемых полях, Курганская обл.;
4 — яровая пшеница (данные М. А. Бобрицкой);
5 — яровая пшеница, Курганская обл. (неудобряемые поля)

кальций (в окислах 20—40 *кг/га* каждый); величинами такого же порядка характеризуется поступление фосфора. Этот тип биологического круговорота веществ всегда способствует биогенному синтезу вторичных глинных минералов с широким отношением кремнезем: алюминий (т. е. близкого к гидрослюдам и особенно монтмориллониту).

Многие признаки черноземов, брюниземов, лугово-черноземных почв унаследованы от гидроморфного прошлого: наличие углекислого кальция и карбонатные конкреции, частое присутствие гипса в горизонте С, остаточные легкорастворимые соли во втором-третьем метре, обогащенность низких горизонтов почв монтмориллонитом, наличие железисто-марганцевых налетов или мелких дробовидных конкреций в подгумусовых горизонтах. С этими реликтовыми признаками прошлой гидрогеохимической аккумуляции сочетаются признаки чисто биогенной дерновой аккумуляции, как древней (луговой, болотно-луговой), так и современной (лугово-степной и степной).

Прямые результаты дернового процесса в луговых, лугово-черноземных и черноземных почвах проявляются в совокупности признаков, весьма характерных для темных монтмориллонитовых высокогумусных почв: мощный профиль гумусовых (А) и подгумусовых (АС) горизонтов, постепенно переходящих в горизонт С и затем в D; отсутствие в типичных случаях элювиального (A_2) и иллювиального (В) горизонтов.

Накопление гумуса в дерновых почвах, как и его распределение по профилю, теснейшим образом зависит от распределения и запасов корневой массы в глубину (рис. 86). Это положение неоднократно подчерки-

валось П. А. Костычевым, В. Р. Вильямсом, И. В. Тюриным, Е. А. Афанасьевой.

Именно поэтому прокрашенность гумусовыми соединениями в черноземах достигает 100—150 *см*, а иногда 200—250 *см*, т. е. глубины распространения корней и деятельности червей. Характерны также высокое содержание гумуса (до 4—5% у черноземов, до 7—11% у лугово-черноземных и луговых почв) и большая величина валового запаса гумуса — 300—400 *т/га*, иногда 500—600 *т/га* в темноокрашенной толще (табл. 101).

Таблица 101

Запасы гумуса в мощном черноземе, *т/га*

(Афанасьева, 1966)

Глубина, *см*	Целина (среднее из 744 образцов, Герцик, 1959)	Возраст распашки, лет		
		8	30*	67
0—50	350	308	302	265
50—100	191	184	173	129
0—100	541	492	475	394

* Поле иногда удобрялось навозом.

Дерновый процесс в чистом виде при ослабленном промывном режиме проходит в нейтральной и слабощелочной среде, с постоянным участием биогенных и хемогенных кальция, калия, магния. Как показано В. В. Пономаревой, эти условия создают предпосылки к абсолютному и относительному преобладанию в составе гумуса группы гуминовых кислот над фульвокислотами. Лишь в горно-луговых почвах отношение гуминовых кислот к фульвокислотам иногда опускается ниже единицы. В остальных дерновых почвах это отношение обычно составляет величину 1—1,5—2. Это отношение для почв Кавказа, по данным С. А. Алиева (1966), составляет следующие величины:

Почвы	Г.К. : Ф.К.
Желтоземные	0,2—0,3 и 0,7—0,9
Бурые лесные	0,4—0,7 и 0,9—1,0
Горно-луговые	0,6—0,7 и 0,8—1,0
Коричневые лесные	0,3—0,8 и 0,4—0,8
Горные черноземы	1,2—1,7—2,4
Каштановые	0,5—1,0—1,6
Сероземы	0,6—0,9—1,3
Луговые	1,0—1,2

Устойчивым признаком также является отношение C : N, которое обычно колеблется в пределах 10—12. Характерна высокая поглотительная способность, обязанная присутствию гумуса, минералов монтмориллонитовой группы и гидрослюд (30—60 *мг/экв*). Преобладание кальция в составе обменных катионов также является устойчивым признаком этих почв. Обычна также слабощелочная или нейтральная реакция среды (pH = 6,5—8,4). Постоянным признаком считается присутствие в гумусовых или подгумусовых горизонтах углекислого кальция (к которому

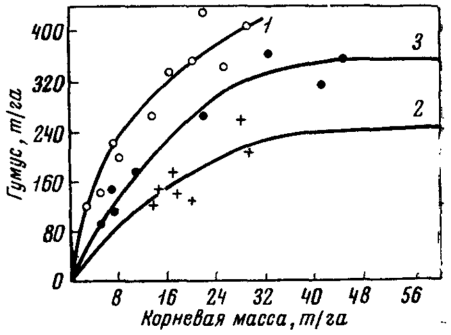


Рис. 86. Изменение запасов гумуса в слое 0—100 *см* в зависимости от количества корней в почвах Азербайджанской ССР (Алиев, 1966)

Почвы:
1 — дерновые;
2 — лесные;
3 — послелесные

примешан углекислый магний в количествах $^1/_{10}$—$^1/_3$ от суммы карбонатов). Общий вес карбонатов в трехметровой толще достигает 3,5—4,5 тыс. *т/га*.

В луговых почвах, брюниземах и черноземах хорошо выражена зернистая или мелкокомковатая водоустойчивая структура гумусовых горизонтов, обязанная коагулирующему и скрепляющему эффекту почвенных коллоидов, насыщенных обменным кальцием. Следует указать также на ясно выраженное оглинение верхнего полуметра почвы по сравнению с почвообразующей породой (увеличение содержания илистых частиц на 5—8%).

Отчетливо выражена биогенная аккумуляция биофильных элементов в верхних 50 *см* почвы, т. е. именно в тех горизонтах, где сосредоточено 75—80% массы корней травянистой растительности. Так, по сравнению с почвообразующей породой в верхних горизонтах дерновых почв возрастает содержание азота в сотни раз, фосфора валового — на 20—30 и 100%, калия и фосфора подвижного — в несколько раз, марганца, цинка, меди, никеля — на 10—30—50%, йода — в тысячи раз.

Все эти свойства в совокупности создают то высокое естественное плодородие, которое характерно для луговых почв, черноземов, брюниземов.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ТРОПИЧЕСКИХ САВАННАХ[1]

Саванны — это обширные травянистые и лесопарково-травянистые равнины, чаще низких геоморфологических уровней (от +10 до +200 *м* над ур. м.), расположенные в субтропических и тропических широтах Африки, Южной Америки, Юго-Восточной Азии, Австралии.

Саванны (индейское название травянистой растительности и пастбищ в Южной Америке) можно рассматривать как тропический аналог русских степей, североамериканских прерий и лесостепей умеренного и умеренно холодного поясов. Природные, первичные саванны характеризуются относительно сухим климатом с длительным бездождным периодом. Вторичные, антропогенные (послелесные) саванны расположены во влажном тропическом климате, на месте влажных и даже дождевых лесов, уничтоженных человеком. И те, и другие подвергаются ежегодно выжиганию кочевниками, охотниками, пастухами, фермерами. Выжига-

[1] Раздел написан на основании обзора трудов симпозиума, происходившего в Венесуэле в 1964 г., по проблеме лес — саванна.

ние является постоянным условием существования и формирования растительности и почв саванн. В большинстве случаев природные саванны расположены на древних или современных водно-аккумулятивных равнинах, которые и поныне иногда заливаются полыми водами.

Почвы первичных саванн типичны для тропического дернового почвообразования. Там, где дерновый процесс сочетается с недавней или современной геохимической аккумуляцией (грунтовые воды, паводки), почвы саванн характеризуются высоким уровнем плодородия, темноокрашенным гумусовым структурным профилем, напоминающим профиль чернозема, нейтральной или слабощелочной реакцией, карбонатностью, иногда небольшой остаточной засоленностью и солонцеватостью. Обычно для них также характерны высокая поглотительная способность (30—40—60 *мг-экв*) и преобладание монтмориллонитовой группы вторичных минералов.

Общая характеристика этих почв, часто называемых также грумосолями (термин введен Д. Торпом) или тропическими черноземами, приводится в табл. 102.

Таблица 102

Химические свойства грумосолей (для горизонта 0—30 *см*)
(Finck, 1963)

Показатель	Черные глины Техаса	Группа регуров	Черные почвы Судана (Гезира)
Глина, %	58—61	40—60	45—65
Преобладающий глинный минерал	Монтмориллонит		
Поглотительная способность, *мг-экв*/100 *г*			
почвы	60	40—60	45—65
глины	100	100	100
Преобладающий обменный катион	Ca	Ca	Ca
Обменный Na, %	Мало	Различно	<10
Реакция среды	Слабощелочная		
Углерод орг., %	0,8—3,0	0,3—0,8	0,3—0,7
Азот орг., %	—	0,03—0,06	0,02—0,04

Как черноземы и луговые почвы умеренного пояса, так и черные почвы саванн весьма разнообразны по физическим и химическим свойствам и по продуктивности. Наряду со структурными разновидностями черных гумусовых (дерновых) почв существуют плотные слитые бесструктурные разновидности. В СССР последние известны под названием слитых черноземов (Кавказ, Молдавия), за рубежом такие почвы называют вертисоли (от латинского verti — переворачиваю).

История почв саванн очень сложна и противоречива. И почвоведы, и ботаники еще очень далеки от единства или даже от частичной согласованности научных взглядов на саванны. Бесспорно, что многие из почв первичных саванн прошли стадии подводного и затем капиллярно-гидроморфного почвообразования, время которого уходит на 5—6 тыс. лет в глубь истории. Ныне это палеогидроморфные почвы (неоэлювиального режима), в которых черты прошлого выражены очень сильно (латеритный и известковый хардпен, разного рода конкреции). Послелесные вторичные саванны Бразилии и Австралии, развитые на древней остаточ-

ной аллитной и ферраллитной коре выветривания, являются, по-видимому, палеоавтоморфными почвами. Начало и кульминация их образования относятся к третичному периоду, а может быть, и к более раннему времени (например, почвы Северной Австралии близ г. Дарвин).

Генезису темных гумусовых почв тропиков и субтропиков посвящена специальная монография Р. Дудаля (Dudal, 1965). Травянистая растительность типичных первичных саванн, как показал Дудаль, теснейшим образом связана с темными и черными почвами низких равнин субтропиков и тропиков. По данным Дудаля, наиболее плодородные темные почвы субтропиков и тропиков образуются, когда дерновый процесс сочетается с геохимической и механической аккумуляцией, т. е. в условиях затрудненного естественного дренажа аккумулятивных ландшафтов на великих древних или современных дельтово-аллювиальных равнинах. Другим условием образования темных тропических почв саванн является относительно сухой климат, ограничивающий возможность развития леса. При средних годовых температурах порядка 24—27° С сумма атмосферных осадков составляет 500—1000 *мм*, а бездождный период длится до 4—8 месяцев в году.

Высокая и мощно развитая травянистая растительность саванн почти всегда сочетается с кустарниками и единичными деревьями. Однако как по биомассе, так и по почвообразующему эффекту травянистая растительность доминирует. В растительности саванн в основном представлены злаки и бобовые. Но много также специфических видов деревянистых трав (Clitoria, Eriosema, Galactia). В числе видов, слагающих травянистую растительность саванн, для стран Южной Америки следует указать Trachypogon, Panicum maximum.

В африканской саванне при осадках более 1500 *мм* в год главную роль в растительности играют высокие и мощно развитые Imperata cylindrica, Pennisetum purpureum, Andropogon, Hyparrhensia. При меньших количествах влаги (100 *мм* и меньше, сухой период до 6 месяцев) формируется плотнокустовая саванна (bunch grass savanna) с высотой растений 1—2 *м* и почти без деревьев. Наземная фитомасса слоновой травы с подстилкой достигает огромной величины — 40—50 *т/га* (без корней). При этом на 1 *га* в круговорот вовлекается ежегодно не менее 300 *кг* N, 25 *кг* P, 50 *кг* S, 50 *кг* Ca, 100 *кг* Mg и 360 *кг* K. Imperata cylindrica образует фитомассу раз в десять меньшую. При этом корни в два раза превышают наземную фитомассу (наземная около 4 *т/га*, корни около 10 *т/га*).

В условиях семиаридной и субгумидной саванны травянистая растительность представлена, по Дудалю, Schoenfeldia gracilis, Ctenium elegans, Vetiveria fulvibarlis, Brachiaria falcifera, Cymbopogon nervatis, Hilaria mutica, Aristida, Andropogon, Themeda, Schizachyrium и др.

Растительность саванн обогащает почвы щелочными землями и особенно калием, а также кремнеземом. Это обусловливает относительно малую отзывчивость почв саванны на удобрения кальцием, калием и высокую отзывчивость на азот.

Черные и темные почвы теплого, субтропического и тропического поясов широко известны на разных континентах суши; их называют различно: черные хлопковые почвы (Южная Африка), черные земли — черноземы (Австралия, США), регуры (Индия), грумосоль (США), тирс (Марокко), маргалитовые почвы (Азия), смолницы (Балканы), брюниземы (США).

Темные глинистые почвы саванн имеют типичный профиль дерновых почв: гумусовый горизонт А до 60—90 *см* (иногда до 100 *см*), содержащий 0,5—1,5, 2,5—4,5% гумуса, несколько оструктуренный (комковатый) и постепенно переходящий в безгумусовый горизонт С. Многие темные дерновые почвы типичных саванн карбонатны с поверхности или имеют хорошо выраженный горизонт белоглазки. В нижней части горизонта А или в горизонте С часто различаются признаки слитости, оглеенности и восстановительных процессов. Горизонты A_2 и В (элювиальный и иллювиальный), как правило, в этих почвах не образуются. Однако часто различается переходный горизонт АС мощностью 30—50 *см*, содержащий 0,5—0,8% гумуса. В профиле почв, особенно в горизонте С, встречаются железистые конкреции. В горизонтах С и D часто обнаруживается неравномерность и иногда опесчаненность по механическому составу. Встречаются также обломки пород и гальки. Все эти признаки, особенно включения и новообразования, явно свидетельствуют о водно-аккумулятивном происхождении почвообразующих пород и гидроморфном прошлом этих почв.

Гидроморфное прошлое темных гумусовых почв проявляется иногда в остаточной засоленности и присутствии гипса в горизонтах АС и С, а иногда в повышенной щелочности и в наличии свободной соды или бикарбонатов натрия (pH до 9—10). Обычное преобладание монтмориллонита в составе глинных минералов также, видимо, унаследовано от водно-аккумулятивного прошлого почвообразующих пород или является результатом капиллярно-гидроморфного синтеза.

Присутствие больших количеств монтмориллонита, глинистый механический состав (глина до 40—60% и иногда до 80%) обусловливают высокую плотность, большой объемный вес (до 1,8—2,1) и слитость почв. Однако слитость не обязательна: среди темных гумусовых почв саванн широко представлены оструктуренные разновидности.

Емкость поглощения обычно составляет 30—40 *мг-экв*, а иногда 60 и даже 80 *мг-экв*, с преобладанием обменного кальция и заметным количеством обменного магния (8—25 *мг-экв*). Иногда, однако, в нижних горизонтах обменный магний преобладает над кальцием; в этих случаях повышено и количество обменного натрия (1,5—5—10 *мг-экв*).

Исключительно высока набухаемость черных слитых почв. При увлажнении они увеличиваются в объеме на 25 и даже на 50%. Вертикальные движения почвенной массы достигают 25—38 *мм* в год. Это влечет за собой разрывы корней, разрушение дорог, стен и фундаментов, трубопроводов, а иногда и оползни. Трещины достигают 1 *м* в глубину и 12 *см* в ширину. Сжатие и сильное набухание связаны больше всего с преобладанием минералов группы монтмориллонита. Обычно вследствие этих явлений территории темных слитых почв саванн отличаются резко выраженным микрорельефом и периодическим перемешиванием гумусовых и подгумусовых горизонтов. Это позволило американским исследователям предложить для слитых и бесструктурных темных почв тропиков и субтропиков название «вертисоль».

Среди типичных почв саванн имеется ряд переходов в сторону нарастающего гидроморфизма. Болотные саванны и черные глеево-дерновые почвы низких террас, приозерных низменностей — представители таких ландшафтов. На понижениях рельефа нередко появляются тростники, осоки, галофиты и почвы приобретают оглеенность, оторфованность или засоленность, т. е. становятся сходными с глеево-луговыми, заболоченными и луговыми солончаковыми почвами умеренного пояса.

Вторичные послелесные саванны наследуют свойства кислых почв тропических лесов сиаллитного или аллитного характера. На террасах и склонах при ухудшенной естественной дренированности почвы послелесных антропогенных саванн имеют латеритный марганцево-железистый конкреционный горизонт или сплошной железистый хардпен. Эти горизонты сохраняются в кислых дерновых почвах саванн и нередко усиливаются после пересыхания или опустынивания их, как это наблюдается в Северной Африке и Австралии.

В качестве одного из примеров почв послелесных саванн можно привести «руброземы» Южной Америки.

Под этим названием описаны широко распространенные в Южной Бразилии (осадки около 1400 *мм* в год, среднегодовая температура 16,3° С) темноокрашенные гумусированные почвы под покровом травянистой растительности с преобладанием Aurecaria angustifolia.

Верхние темные горизонты почвы напоминают чернозем, но нижние горизонты окрашены в красные цвета. Почва сильно оглинена, предельно выщелочена (бескарбонатна) и имеет кислую реакцию по всему профилю (pH=4,2—4,8). Поглотительная способность почвы довольно высокая (≈40 *мг-экв* на 100 *г*). Авторы указывают, что признаков образования осветленного горизонта A_2 и миграции полуторных окислов в профиле они не обнаружили.

Темные дерновые почвы субтропиков и тропиков используются в сухом земледелии и при орошении. На них успешно возделываются сорго, рис, просо, сахарный тростник, хлопчатник. Второе место по значению занимают пшеница, кукуруза, подсолнечник, соя, табак, масличные, кассава, арахис. Природное плодородие этих почв относительно устойчиво, хотя не всегда велико. Известно, что регуры Индии сохранили свою продуктивность, несмотря на столетнее использование без удобрений. Однако азотные и фосфорные удобрения на них всегда высокоэффективны.

Агрофизические свойства слитых разностей неблагоприятны, их обработка затруднена как во влажном (вязкость), так и в сухом (слитость) состоянии. После увлажнения они образуют плотную корку (до 2—3 *см*), что крайне затрудняет нормальное прорастание семян. Обработка, периодическое увлажнение и просушивание, органические удобрения, корневые остатки постепенно улучшают физические свойства темных слитых почв.

Африканская саванна ежегодно производит огромное количество весьма богатой и ценной для животных фитомассы. С высокой продуктивностью африканских саванн связана многочисленность поголовья слонов, гиппопотамов, буйволов, носорогов, зебр, антилоп и других крупных травоядных. Кроме того, африканская саванна кормит до 100 млн. жителей, что также говорит о ее продуктивности. Южноамериканская саванна менее продуктивна; это обязано ее вторичному (послелесному) характеру.

Развитие на мировом рынке спроса на такие продукты тропического земледелия, как кофе, какао, каучук, хлопок, растущее потребление прочной древесины явились причиной обезлесивания тропических лесных и лесопарковых областей и значительного расширения территорий, занятых вторичной травянистой растительностью —саванной. Этому особенно способствовал лесосечно-переложный тип системы земледелия, так называемый shifting cultivation, когда истощенные культурой поля забрасываются на 15—20 лет и занимаются вторичной саванной или лесом. Новые же массивы леса вырубаются и выжигаются для использования в

полеводстве. При выжигании растительности лесов или саванн, естественно, происходят кратковременные, но очень сильные изменения в химическом режиме почв. Первоначально pH почвы поднимается до 9—10, затем, по мере карбонатизации и вымывания растворимых соединений щелочность снижается к нейтральному или кислому уровню.

Почвы вторичных саванн Бразилии, Венесуэлы, Новой Гвинеи, возникшие после уничтожения человеком тропических лесов на древних аллитных или ферраллитных почвах, очень бедны и малопродуктивны. Вторичная травянистая растительность при регулярном сжигании биомассы не в состоянии создать тот размер биологического круговорота минеральных веществ, азота и углерода, который был под пологом тропических лесов. Вторичные послелесные саванны Африки производят в месяц лишь около 3,6 *ц/га* опада, в то время как тропический лес и влажный тропический лес образуют по 1,6—2,5 *т/га* опада ежемесячно.

Естественный же запас биофильных элементов в аллитной коре выветривания и в древних элювиальных почвах влажных тропиков ничтожен. Поэтому вторичный дерновый процесс на фоне промывного водного режима почв и отрицательного геохимического баланса не в состоянии создать плодородные дерновые почвы. Почвы сохраняют и даже усиливают выщелоченность, кислотность и низкую поглотительную способность. Последнее происходит и потому, что запасы гумуса быстро уменьшаются. Повторное выжигание саванны, плоскостная эрозия и пересыхание на склонах часто способствуют отвердению ожелезненных латеритных аккумулятивных горизонтов на склонах. В итоге почвы послелесных саванн за 4—5 лет настолько снижают плодородие, что возделывание сельскохозяйственных культур на них становится нерентабельным. Поднять и поддержать плодородие кислых дерновых почв саванн можно лишь путем интенсивного внесения удобрений и разумного чередования культур.

* * *

Темные гумусовые монтмориллонитовые почвы как продукт сочетания дернового процесса с аккумулятивной корой выветривания и современной или древней геохимической аккумуляцией водорастворимых и глинных минералов являются исключительно ярким примером общепланетарной (трансконтинентальной) почвенно-геохимической формации, занимающей малодренированные равнинные поверхности суши. На картограмме (рис. 87) показаны области распространения почв этой формации. Термические и общеклиматические условия формирования этих почв весьма разнообразны (от влажных и сухих тропиков до умеренно холодного пояса). Но при различных условиях здесь существует одна общая особенность климата: периодическая сухость, ограничивающая возможность существования лесов и способствующая испарительной аккумуляции подвижных продуктов выветривания и почвообразования.

Эта формация представлена большим числом различных почв: черноземы, брюниземы (почвы прерий), темные (черные) хлопковые почвы, смолницы, черные земли, терра негра, регуры, тирсы, темные луговые почвы, черные трещинные глины, черные карбонатные (маргалитовые) почвы, черные глеевые почвы, грумосоли, вертисоли и др.

Названные разновидности темных монтмориллонитовых кальциевых гумусовых почв расположены в различных термических поясах от экватора до широт 50—60°. Они используются в земледелии для воз-

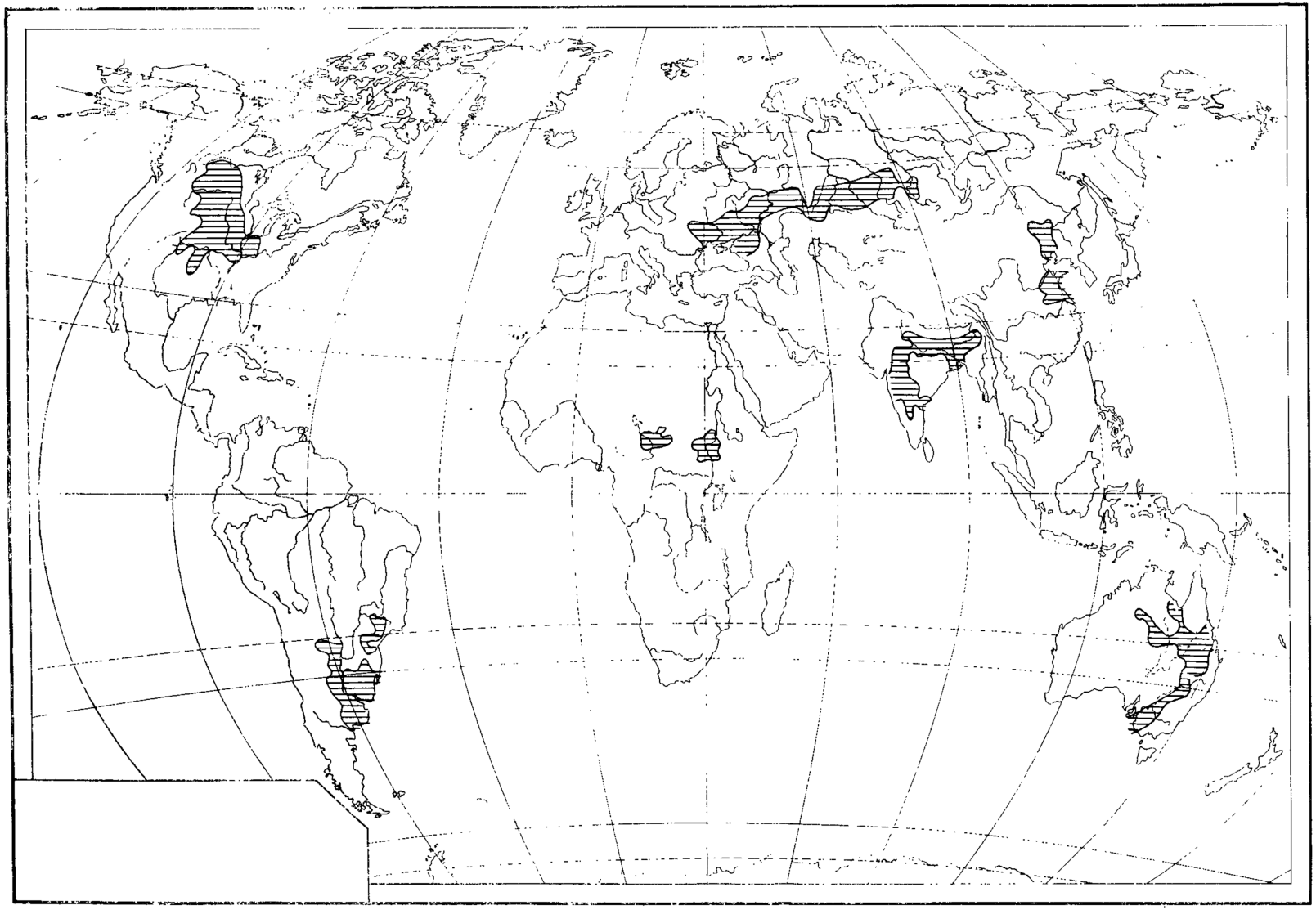


Рис. 87. Область распространения темных гумусовых монтмориллонитовых почв

Заштрихованные территории — нейральные и слабощелочные гумусовые монтмориллонитовые почвы

делывания различных культур, а также под сенокосы и пастбища и являются устойчиво плодородными почвами, хотя и подверженными засухам, эрозии, выпаханности и истощению при монокультуре.

Неплодородные разновидности также представлены в этой формации почв: кислые, солонцеватые, засоленные, слитые — бесструктурные, эродированные, Но неплодородные почвы не являются типичными представителями и результатом дернового процесса почвообразования. Наоборот, дерновый процесс способствует их улучшению. Темный цвет этих почв обусловлен прежде всего присутствием гумуса — прямого продукта травяного биогенеза. Однако во многих случаях в теплых и жарких термических поясах содержание гумуса невелико и явно не соответствует темному цвету почвы. Ряд исследователей предполагает, что темный цвет этих почв обязан также их гидроморфному прошлому (или настоящему): оглеенность, соединения железа и марганца, железистый тип монтмориллонита, сорбированный гумус в межпакетных пространствах подвижной решетки монтмориллонита.

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ В ГИДРОМОРФНЫХ УСЛОВИЯХ

Первичным субстратом почвообразования и первичным источником мелкозема и растворенных веществ являются изверженные породы, однако поверхность земной суши фактически закрыта осадочными почвообразующими породами, и они являются главным субстратом современного почвообразования. Четвертичная эпоха в истории суши ознаменовалась формированием на обширных пространствах ледниковых и приледниковых, озерных, пролювиальных, аллювиальных и дельтово-аллювиальных отложений.

Континентальные осадочные отложения флювиогляциального и собственно аллювиального происхождения господствуют в настоящее время на равнинных поверхностях материков. Свежеотложенные наносы водно-аккумулятивного происхождения уже в подводную фазу вовлекаются в почвообразование. Начинается своеобразная форма «первичного» почвообразовательного процесса, через который в той или иной форме прошли в прошлом современные почвы древних равнин водно-аккумулятивного происхождения.

Существует весьма значительная разница между первичным почвообразовательным процессом на скалах изверженных пород и на осадках водно-аккумулятивного характера. Во-первых, первичный почвообразовательный процесс под литофильной растительностью на скалах проходит в условиях постоянного оттока, эрозии и выноса продуктов почвообразования. На водно-аккумулятивных молодых равнинах почвообразование начинается и длительное время развивается в условиях постоянного притока и накопления механических, химических, биогенных осадков и продуктов почвообразования. Во-вторых, водно-аккумулятивные отложения всегда содержат мелкоземистые продукты выветривания и почвообразования, принесенные с более высоких элементов рельефа. В частности, сюда поступают и продукты скального почвообразования. Этот переотложенный мелкозем характеризуется наличием ранее сформированных вторичных почвенных минералов, тем или иным содержанием гумуса и вследствие этого обладает развитой поглотительной способностью. Все это обязано выветриванию и почвообразованию в предшествующие этапы и в других условиях, чем на территории, где происходит седиментация водно-аккумулятивных осадков. Водно-аккумулятивные отложения вместе с тем включают заметные количества намытых растительных и

животных осадков, а также органического вещества, образовавшегося из планктона и бентоса. В толщах аллювия и пролювия обычно содержатся также древесные стволы, стебли, корневища и семена. Последние немедленно начинают прорастать. Поэтому почти во всех природных зонах мира молодые аллювиальные отложения в течение двух-трех лет зарастают травянистой, кустарниковой и древесной растительностью.

Как показано нами ранее (Ковда, 1946в, 1947, 1954), первичный почвообразовательный процесс на поемно-дельтовых и аллювиальных равнинах включает в себя на ранних стадиях почти всегда подводную, болотную и водно-лесную фазы. Водолюбивая болотная и лесная растительность является могущественным фактором обогащения первичных водно-аккумулятивных отложений органическим веществом, азотом и разнообразными химическими элементами минерального питания растений, включая и микроэлементы. Эта растительность особенно обогащает верхние горизонты почв соединениями кальция, калия, серы, фосфора, кремния, железа, алюминия. В эту же подводную фазу начального почвообразования происходит постоянное обогащение верхних горизонтов почвы свежими отложениями ила и мелкозема, новыми порциями минералов, химическими и биохимическими осадками кремнезема, железа, извести.

Леса, существующие на молодых аллювиальных равнинах, обычно представлены лиственными и, в частности, широколиственными, а в тропиках и вечнозелеными формами (галерейные, тугайные, пойменные и дельтовые леса). Лесная и травянистая растительность поемных и дельтовых ландшафтов вовлекает в биологический круговорот ежегодно громадные массы азота и минеральных веществ, порядка 1500—2000 *кг/га*. При этом в составе минеральных веществ преобладают кальций и калий при высоком содержании серы и фосфора.

Начальное почвообразование на молодых водно-аккумулятивных равнинах во всех климатических зонах приводит к глубоким изменениям первичного аллювия, ведущим к формированию плодородных почв. Корневая система древесных пород и трав и сопровождающие этот поемно-лесной ландшафт бесчисленные животные организмы (почвенные и наземные) перерабатывают аллювий, уничтожают его слоистость, оформляют гумусовый горизонт, обогащенный комплексом органогенных элементов.

В конечном итоге формируются высокоплодородные почвы, широко известные в сельском хозяйстве под названием пойменных, долинных или террасовых почв.

При обсыхании молодых дельтовых и аллювиальных равнин болотно-лесная фаза сменяется фазой дернового лугового почвообразовательного процесса. Смена лесной растительности луговой, включающей многообразные виды злаков, бобовых, разнотравья, сопровождается дальнейшим развитием почвенного плодородия благодаря накоплению в почве гумусовых веществ и элементов минерального питания растений.

Близкие к поверхности грунтовые воды в поймах, дельтах, на нижних террассах долин и на молодых аллювиальных равнинах одновременно обогащают почвообразующую породу и почвы химическими элементами, выпадающими в осадок при испарении и транспирации почвенной влаги.

Смена лесной растительности луговой на аллювиальных равнинах происходит в процессе саморазвития молодой аллювиальной суши, по

мере повышения местности, ослабления поемных наводнений и понижения уровня грунтовых вод. Хозяйственная деятельность человека во всех зонах, особенно в степных и пустынных, вызывает искусственное, значительно более ускоренное уничтожение поемных низинных лесов и смену их травянистой растительностью.

Развитие почвообразовательного процесса под пологом травянистой растительности на молодых водно-аккумулятивных равнинах ведет к формированию высокогумусных с мощными перегнойными горизонтами плодородных лугово-дерновых почв. Есть основание думать, что предшественниками современных черноземов, брюниземов прерий, коричневых почв, черных тропических (хлопковых), каштановых и сероземных почв, развитых на древних водно-аккумулятивных отложениях, были луговодерновые почвы сходного типа.

Конечно, было бы неправильно сводить всю сложную совокупность начальных почвообразовательных процессов на молодых водно-аккумулятивных равнинах только к воздействию растительных и животных организмов. Естественно, что здесь исключительно большая роль принадлежит чисто геохимическим аккумулятивным процессам притока минеральных веществ с гор и с повышенных частей суши в низменности и впадины. Однако не следует забывать, что и этот геохимический сток и продукты химической денудации суши также в основном прошли через растительные и животные организмы при выветривании и почвообразовании в бассейне питания стока.

Почвенный покров древних водно-аккумулятивных равнин Европы и Азии, Америки и Африки в прошлом пережил режим, сходный с режимом современных пойм и дельт. Многие черты почвенного покрова древних водно-аккумулятивных равнин, таких, как Русская равнина, Западная Сибирь и другие, унаследованы от прошлого и могут быть объяснены только с учетом их истории.

Изучая современный почвообразовательный процесс в речных долинах, на заболоченных низменностях и в дельтах рек, мы можем как бы заглянуть в прошлое почвенного покрова древних равнинных территорий водно-аккумулятивного генезиса. Вместе с тем террасы, поймы и дельты рек являются своеобразными ландшафтами суши, они имеют самостоятельное общенаучное значение как в физической географии, так и в почвоведении и геохимии. Велико также народнохозяйственное значение пойменных, террасовых и дельтовых территорий. Во всех природных зонах почвы пойм, террас и дельт отличаются бóльшим плодородием, чем почвы окружающих их высоких пространств. В полярных областях благодаря отеплению речной водой в поймах и дельтах отсутствует вековая мерзлота и там легче создавать очаги земледелия. В области кислых подзолистых почв почвы пойм и речных террас почти всегда отличаются нейтральной реакцией, обеспечены питательными веществами, обладают высоким плодородием и играют громадную роль в луговодстве, овощеводстве, полеводстве.

Лучшие по продуктивности луга, пастбища, сенокосы расположены на пойменных и низких террасах степных рек. В зоне полупустынь и пустынь в поймах и дельтах сосредоточены заливные луга, тугайные леса и другие продуктивные угодья.

Бóльшая часть оросительных систем мира расположена на речных террасах и в дельтах. Строительство плотин и оросительных систем сопровождается коренными изменениями водного и солевого режима и почвообразовательных процессов в долинах и дельтах. Обширные простран-

ства ценных заболоченных низменностей, обладающих почвами с высоким потенциальным плодородием, сосредоточены в поймах и дельтах севера, а также субтропиков и тропиков. Поэтому изучение методов использования и сохранения плодородия пойменных и террасовых почв при гидротехническом строительстве и мелиорациях имеет исключительно большое значение.

Учение о почвообразовании на водно-аккумулятивных низменностях, в поймах и дельтах рек составляет один из важнейших разделов теоретического почвоведения.

ОТЛОЖЕНИЕ АЛЛЮВИЯ И ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ВОДНО-АККУМУЛЯТИВНЫХ РАВНИН

Схема развития основных элементов пойм

Накопление аллювия в поймах и дельтах происходит главным образом в периоды наводнений, когда массы воды со взвешенным в них дисперсным минеральным и органическим веществом затопляют поймы и дельты, превращая их территорию в обширный проточный водоем.

Распределение аллювия в поймах и дельтах происходит весьма неравномерно, в соответствии с изменяющимися скоростью и направлением движения полых вод. Наибольшей скорости движение речной воды достигает, естественно, в русле реки и в крупных протоках. Здесь перемещаются наиболее крупные частицы: щебень, галька, гравий и песок, которые имеют тенденцию оседать и накапливаться в виде русловых остро-

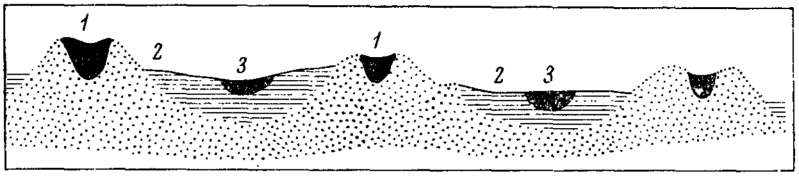


Рис. 88. Схема лито-геоморфологического профиля дельты и поймы

1 — русла, русловые отложения, прирусловый вал;
2 — полойные суглинисто-глинистые отложения центральной поймы;
3 — ильменит и «култуки» с глинистыми отложениями

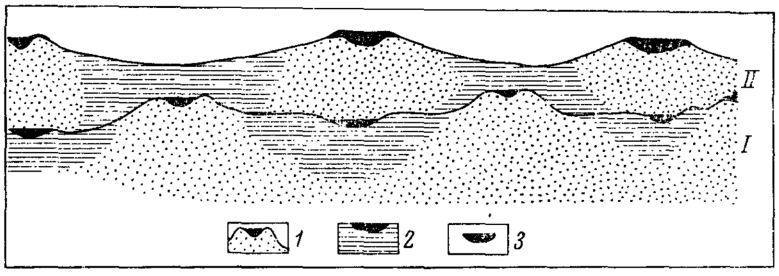


Рис. 89. Схема наращивания аллювия пойм и дельт

1 — русла и песчаные русловые отложения;
2 — межрусловые и озерные глинистые отложения;
3 — вода в руслах;
I — II — циклы седиментации

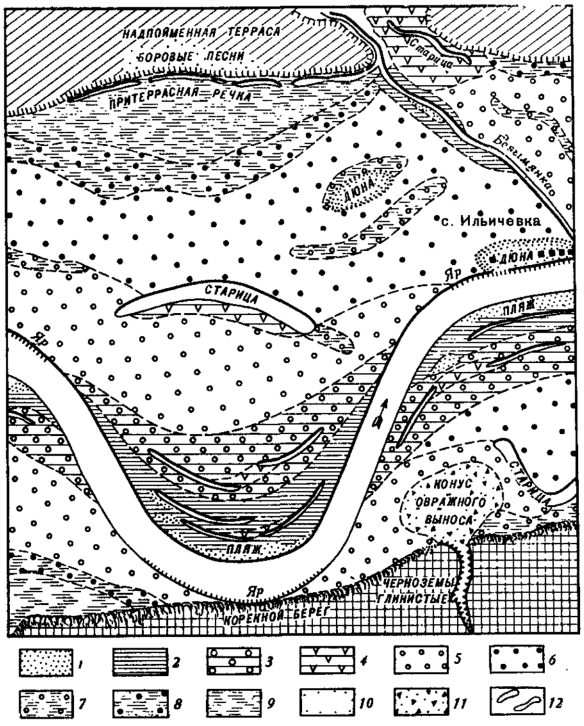


Рис. 90. Основные элементы поймы и ее почвенного покрова (Шраг, 1954)

1 — пески свежеотложенные;
2 — слоистые песчаные почвы;
3 — дерновые зернисто-слоистые суглинисто-супесчаные почвы;
4 — дерновые зернисто-слоистые заболоченные почвы;
5 — дерновые зернистые бурые суглинистые почвы;
6 — дерновые черноземовидные тяжелосуглинистые почвы;
7 — дерновые зернистые заболоченные суглинистые и тяжелосуглинистые почвы;
8 — илювато-болотные и лугово-болотные глинистые почвы;
9 — торфяно-болотные почвы;
10 — дюнные пески;
11 — овражные выносы;
12 — лога-старицы с застойной водой

вов и кос, а также в виде прирусловых грив и валов, сопровождающих главное русло и протоки (рис. 88—90).

Второстепенные русловые протоки в поймах и дельтах также сопровождаются прирусловыми опесчаненными валами меньшего размера. Протяженность прирусловой зоны сильно варьирует в зависимости от размеров реки. У таких рек, как Амударья, Хуанхэ, зона прирусловых песчаных отложений достигает 15—20 *км* (у главного русла), а у Волги и 30—40 *км*. У малых рек, подобных Москве-реке или Клязьме, ширина руслового песчаного вала составляет лишь 200—300 *м*. У мелких дельтовых протоков и ериков прирусловые песчаные отложения образуют полосы шириной 20—50 *м*.

Всякая пойма, как известно, вложена в долину реки и является нижней ступенью в системе террас, слагающих долину. Русло реки обычно меандрирует, образуя излучины, подмывая один из берегов (по преимуществу правый в северном полушарии) и наращивая систему аллювиальных террас на другом берегу, поэтому система основных и второстепенных древних опесчаненных прирусловых повышений и древних русел-стариц весьма сложна, прерывиста и причудлива.

Поймы, в зависимости от характера излучин и меандр, примыкают либо к коренному берегу или древним высоким террасам, либо к первой надпойменной террасе, от которой они отделяются более или менее выраженным уступом. Обычно на участке контакта поймы с более древними террасами или уступом коренного берега прослеживаются вытянутые депрессии, иногда прерывистые, иногда сплошные. Это так называемые притеррасовые (В. Р. Вильямс), приматериковые (А. П. Шенников) по-

нижения или староречья. Староречье может быть занято мелкими озерами, отложениями торфа и топью или же солончаковыми почвами, в зависимости от общих физико-географических условий (рис. 91).

Притеррасовое понижение является областью выклинивания грунтового потока, направленного в поймы со стороны высоких террас и водоразделов. Притеррасовые понижения в большинстве случаев сложены суглинистыми и глинистыми наносами, часто с прослоями деревянистого торфа. В условиях сухого климата здесь аккумулируются легкорастворимые соли, карбонаты и гипс; в условиях влажного климата в притеррасовых понижениях образуются плитовидные скопления окислов железа, марганца, фосфорнокислой закиси железа.

Все остальное пространство поймы, от основного современного прируслового вала до притеррасового понижения, представляет собой более

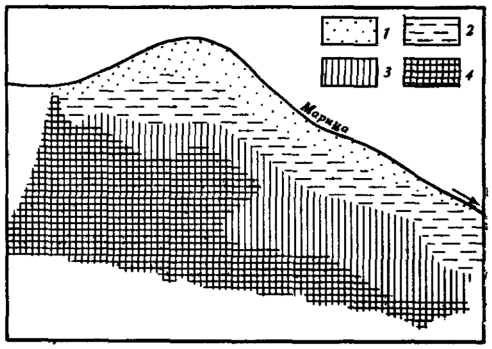


Рис. 91. Долина р. Марицы, Болгария (Райков, 1961)

1 — прирусловая опесчаненная часть;
2 — центральная пойма (ливада);
3 — притеррасное заболоченное понижение;
4 — высокая терраса со смолницами

или менее равнинную поверхность полойной равнины (центральной поймы, по В. Р. Вильямсу). Поверхность полойной части поймы относительно понижена по сравнению с прирусловыми валами. Полойная равнина пойм сложена аллювиальными слоистыми суглинистыми и глинистыми отложениями. Чем больше река и чем шире ее пойма, тем обширнее полойные равнины и тем больше выровнен их рельеф. Иногда они достигают 20—25 *км* в ширину (поймы Оки, Ахтубы). На поверхности полойных равнин сохраняются отчетливо выраженные древние прирусловые валы, серповидные староречья, озера или болота на месте бывших стариц или межрусловых понижений.

Староречья, межрусловые древние понижения и впадины долгое время сохраняют связь с современными главными протоками в поймах и дельтах. Поэтому полые воды поступают в пойму медленно, через старицы и понижения, и лишь при высоких уровнях наводнений — непосредственно через прирусловый вал. Вследствие этого аллювий, слагающий пониженные элементы ландшафта пойм, имеет преимущественно суглинистый и глинистый состав.

В поймах нижнего течения рек, особенно в дельтах, главное русло и второстепенные протоки текут значительно выше прилегающей поемно-дельтовой равнины, как бы в дамбах, частью сложенных прирусловыми валами, частью представляющих собой искусственные сооружения, созданные человеком столетия и тысячелетия тому назад для защиты от наводнений (например, на р. Хуанхэ).

При большой разнице между уровнем воды в главных руслах и полойной равнине на пространствах последней часто образуются озерно-болот-

ные разливы, так называемые плавни, заросшие тростниками и другой болотной растительностью. В таких плавневых участках полойных равнин происходит отложение наиболее дисперсных глинистых осадков с признаками резко выраженной восстановленности.

В долинах многих рек различается так называемая высокая ступень поймы (по Р. А. Еленевскому), представляющая собой ее наиболее древнюю часть, в которой в процессе общего поднятия местности или наращивания суши аллювий переходит от поемного режима к сухопутному.

Бесконечно повторяющаяся миграция речных русел в пределах долин и дельт приводит к тому, что охарактеризованные основные элементы пойм и дельт сочетаются между собой в самой сложной форме. Редко пойма является однофазной, когда основные геоморфологические элементы — прирусловая, полойная и притеррасовая области — были созданы рекой однократно. Обычно поймы представляют собой сложные многофазные образования, в которых отчетливо прослеживаются следы миграции русел и соответственно эрозии и переноса более ранних поемных отложений (см. рис. 90—92).

По мере того, как растут толща и высота уровня поемно-дельтового аллювия и резче обособляются столь противоположные формы рельефа, как прирусловый вал и текущая в нем река, а также пониженная полойная равнина со староречьями, создается возможность прорыва полых вод со стороны русла в пониженные межрусловые полойные области. Особенно резко эта тенденция выражена в нижнем течении, что влечет за собой периодические грандиозные наводнения.

В конечном счете происходит прорыв главного русла, и основной сток смещается в межрусловые полойные понижения. Толщи суглинистых и глинистых отложений или торфяников, характерных для полойно-плавневой области, перекрываются в этом случае свежими русловыми песчаными отложениями нового цикла развития поймы и дельты. Песчаные же русловые отложения главных протоков оказываются погребенными под толщей суглинков, глин или торфяников, формирующихся в новой межрусловой полойной области. Подобные смены повторяются неоднократно, что и приводит к формированию в поймах и дельтах слоистых глинисто-песчаных толщ, в которых можно отчетливо проследить как современные, так и древние погребенные песчано-русловые и глинистые межрусловые отложения (см. рис. 88, 89).

В большинстве случаев в современных пойменных отложениях рек Азии и Европы различаются два-три описанных цикла смещения русел (протоков) и накопления аллювия, который на глубине нескольких метров сменяется древнеаллювиальными или флювиогляциальными песчаными, гравийными и галечниковыми отложениями — свидетелями более интенсивного стока в прошлом.

В верхнем течении рек пойменные террасы чаще сложены более крупнозернистыми песчаными, гравийными или галечниковыми наносами. Грунтовые воды окружающей суши и самой поймы в верхнем течении рек легко дренируются руслом реки благодаря высокой водопроницаемости грубозернистых отложений.

В среднем течении в межень река дренирует грунтовые воды поймы, а в период паводка подпирает их и является источником дополнительного питания. В нижнем течении рек, в дельтах грунтовые воды пойм и островов практически в течение всего гидрологического года не имеют свободного стока и не дренируются руслами рек и протоков. Наоборот,

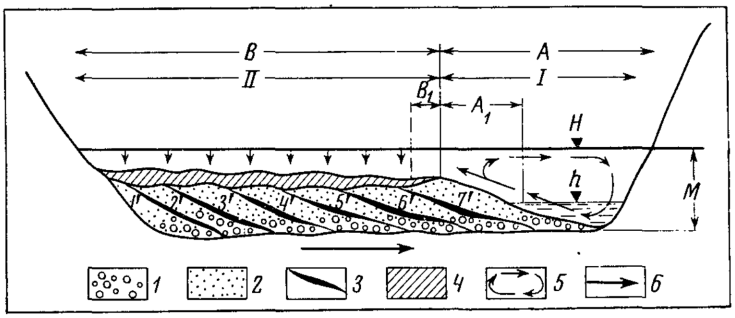


Рис. 92. Схема перстративной фазы аллювиальной аккумуляции равнинной реки (Шанцер, 1961, по Лаврушину, 1963)

A — русло;
A_1 — русловая отмель;
B — пойма;
B_1 — прирусловый вал;
I — область намыва руслового аллювия донными течениями;
II — область осаждения мути из полых вод и накопления пойменного аллювия;
H — уровень полых вод;
h — уровень меженн;
M — нормальная мощность аллювия,
1'—7' — последовательные стадни смещения русловой отмели и накопления руслового аллювия.

Русловый и пойменный аллювий:
1 — гравнй и галька;
2 — пески;
3 — прослои занления;
4 — пойменный аллювий;
5 — поперечные циркуляционные токи;
6 — направление смещения русла

грунтовые воды суши испытывают постоянно выраженный подпор и питание со стороны русел и протоков. Такой же подпор оказывают приливы и нагонные ветры.

Поэтому от верхнего течения к нижнему и дельтам условия естественной дренированности в пойме постепенно ухудшаются. В этом же направлении постепенно возрастает минерализация речных и грунтовых вод. В соответствии с этим вниз по течению рек в поймах при одинаковых климатических условиях усиливается тенденция к заболачиванию, к выпадению химических осадков и развитию процессов соленакопления. Все это надо иметь в виду при проектировании мероприятий по освоению пойм.

В разных частях долины пойма может быть симметричной или асимметричной. В северном полушарии чаще наиболее пространственно развита левобережная часть речной долины и пойменной террасы. Отклонения русел рек, по закону Бэра, в правую сторону приводят к тому, что правобережный комплекс террас либо неполон, либо отсутствует и русло реки прижимается непосредственно к коренному берегу. Левобережный же комплекс как древних, так и новейших террас обычно развит полно: ширина I и II террас достигает десятков километров. Эта закономерность особенно хорошо прослеживается на долинах Волги, Оки, Кубани, как, впрочем, и многих других рек СССР.

При быстром отходе русел рек вправо иногда в пределах пойм или I надпойменных террас образуются останцовые массивы, сложенные древними четвертичными отложениями или коренными породами. Эти останцовые блоки образуют местные сужения долины и создают подпор для поверхностных и грунтовых вод. Различного рода останцовые преграды или сужения долин прослеживаются на таких реках, как Амударья, Сырдарья, Вахш и многие другие. Уменьшение естественной

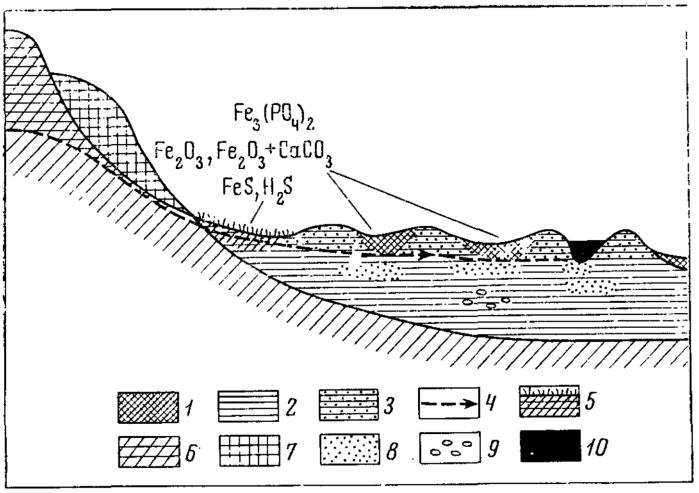


Рис. 93. Поймы минеральные (тип р. Оки)

1 — мощные лугово-дерновые почвы;
2 — озерные глины;
3 — супесчаные русловые отложения;
4 — грунтовый поток;
5 — торф;
6 — покровные суглинки;
7 — древнеаллювиальные отложения надпойменной террасы;
8 — пески;
9 — вивианит;
10 — река

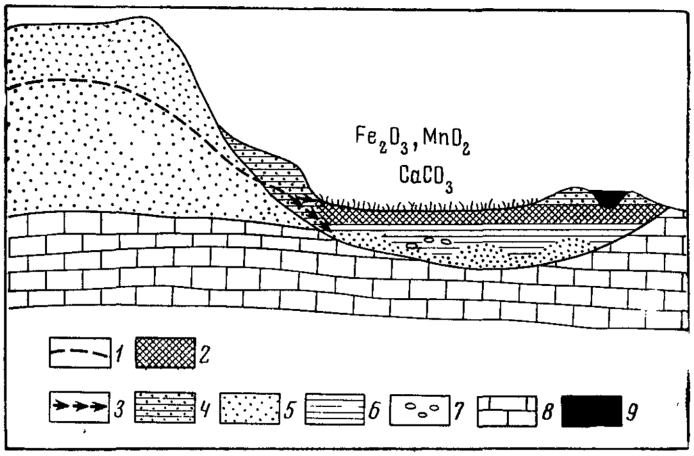


Рис. 94. Поймы торфяные (тип р. Яхромы)

1 — грунтовые воды;
2 — торф;
3 — родники;
4 — суглинки с подзолистыми почвами;
5 — пески;
6 — озерные глины;
7 — вивианит;
8 — коренные породы;
9 — река

дренированности при этом больше сказывается на почвах левобережных террас долины. В областях сухого и жаркого климата это весьма способствует развитию процессов засоления почв на поймах и надпойменных террасах левобережных частей долин (поймы Аракса, Вахша и др.).

Во многих случаях долины рек представлены сочетаниями озеровидных расширений и узких проходов, соединяющих эти расширения. По этому типу построены долины Москвы-реки, Клязьмы, Оки. Поймы в таких случаях получают наиболее полное развитие в пределах озеровидного расширения. Именно здесь формируются системы террас, а также пойменная область со всеми свойственными ей элементами. При этом могут формироваться поймы, сложенные преимущественно минеральными отложениями, например пойма Оки и Москвы-реки (рис. 93). В тех же случаях, когда озерный режим в прошлом был длительным и сильно выраженным, формируются поймы торфяного типа, как, например, поймы Яхромы или Клязьмы (рис. 94), или террасы тяжелоглинистого состава со слитыми почвами, как, например, в левобережье р. Кубани.

Схема образования дельт

В формировании почвообразующих пород в дельтах есть много общего с накоплением аллювия в поймах. Основной структурной единицей дельтовых ландшафтов являются острова. Остров образуется совокупной аккумулятивной деятельностью крупных смежных протоков, откладывающих аллювий. Остров ограничен по периферии повышенными прирусловыми гривами-валами, сложенными песчаными и супесчаными наносами (рис. 95). Центральная часть острова представляет собой вогнутую депрессию, сложенную суглинистыми и глинистыми отложениями. Переуглубленная и обычно асимметрично расположенная низкая часть острова занята озером (ильменем), плавнями, зарастающими болотами. На молодых островах, распсложенных непосредственно на контакте с морскими водами, центральная углубленная часть периодически заполняется приливной или нагонной соленой водой. Переуглубленные озеровидные заболоченные части дельтовых островов называются култуками, лиманами и др. По мере накопления дельтового аллювия и обмеления протоков острова соединяются, образуя островные холмисто-гривистые равнины (рис. 96).

Дельтовые протоки, внедряясь в морской водоем, формируют новые подводные супесчаные и песчаные валы, острова, косы. При постепенном наращивании суши подводные острова-косы, сформированные в зоне влияния течений, появляются на поверхности, вступая в наземную фазу существования. Дальнейшее ветвление дельтовых протоков ведет к образованию новых песчаных грив, к постепенному отшнуровыванию и захвату части мелководной дельтовой устьевой зоны как бы «в клещи». Это обусловливает образование островов и накопление застойной воды в межрусловых понижениях, где идет седиментация коллоидно-глинистых и суглинистых отложений, образуются большие массы органического вещества, развиваются болотные восстановительные процессы, а по мере обсыхания происходит накопление солей, соединений кремнезема, полуторных окислов.

На рис. 97 показана схема постепенного формирования приморской дельты с бесконечным ветвлением ее протоков в подводной и наземной частях.

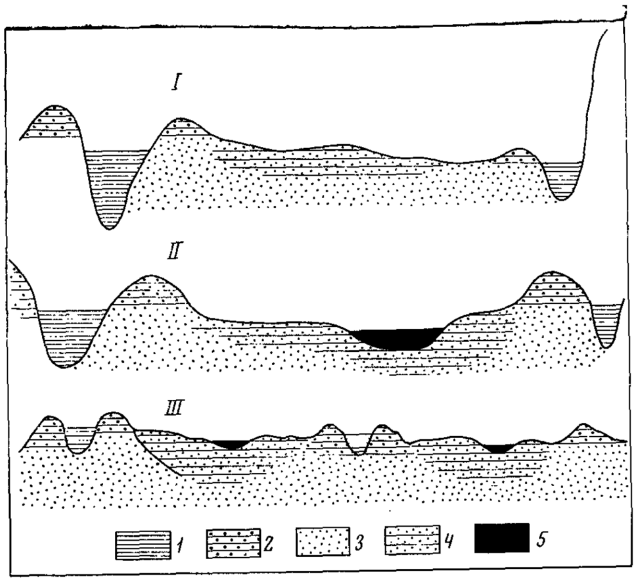


Рис. 95. Схема образования островной дельтовой равнины

I — русло — остров — русло;
II — русло — остров с ильменем — русло;
III — водно-аккумулятивная равнина (несколько сросшихся островов).
1 — русло реки;
2 — прирусловый опесчаненный вал;
3 — пески;
4 — суглинки и глины;
5 — ильмень

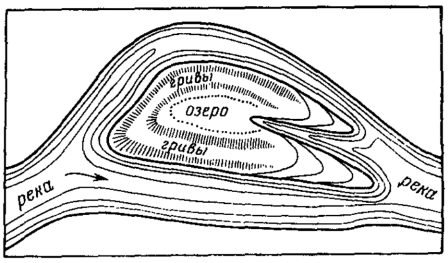


Рис. 96. Схема образования острова (Плюснин, 1938б)

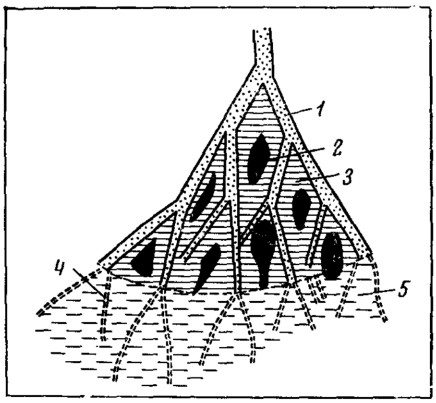


Рис. 97. Схема элементов приморской дельты

Отложения:
1 — русла и прирусловые песчаные валы;
2 — озерно-болотные депрессии;
3 — глинистые и суглинистые равнины;
4 — подводные косы;
5 — море

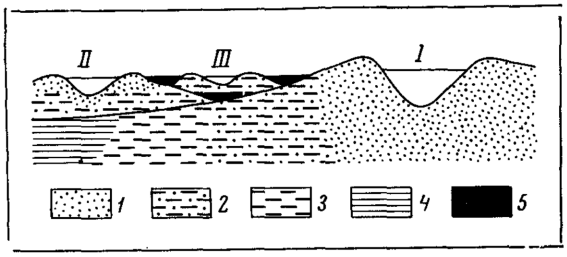


Рис. 98. Схематический разрез отложений основной (*I*) и побочных (*II*, *III*) дельт (Егоров, 1955)

1 — пески;
2 — супеси;
3 — суглинки;
4 — глины;
5 — слои, обогащенные органическими остатками

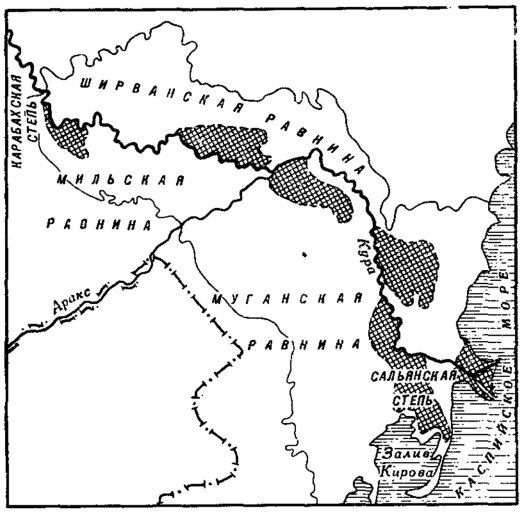


Рис. 99. Схема выдвижения и миграции дельт р. Куры (Егоров, 1951)

Заштрихованная часть — древние и современные дельты р. Куры

В жизни каждой приморской дельты происходят спорадические перемещения устьев главных и второстепенных русел. Это вызывается как колебаниями базиса эрозии, так и накоплением новых масс дельтового аллювия. Постоянные относительно небольшие смещения устьев главных русел дельты приводят к тому, что в течение одного-двух столетий отдельные лопасти и сами дельты сдвигаются на десятки и сотни километров в правобережном или левобережном направлении. Наибольшая роль в процессе миграции дельт в одном и том же географическом районе принадлежит чисто дельтовому процессу накопления новых масс аллювия и постепенному наращиванию суши в пределах русел. Это же влечет за собой повышение уровня русел дельтовой суши.

В дельте в конечном счете формируется общий равнинно-выпуклый рельеф аккумулятивного типа. Зона главного прируслового вала в крупных протоках реки может достигать ширины 5—8 *км*. За его пределами, прижимаясь к главному прирусловому валу, формируется бесконечная сеть мелких протоков и мелких дельтовых островов, имеющих те же элементы рельефа и литологию: прирусловые песчаные, межрусловые суглинистые, глинистые и заболоченные образования.

Периферия дельтовой области всегда отличается общей сниженностью рельефа. Именно в такие периферические понижения со временем прорывается один из главных протоков дельты, оставляя прежнее устье. Здесь начинается формирование новой лопасти приморской дельты.

Аккумуляция дельтовых отложений с их характерным рельефом при условии постепенного общего наращивания дельтовой суши (без вмешательства человека) рано или поздно приводит к новому смещению устья и главных русловых потоков и к формированию новой лопасти дельты (Егоров, 1951, 1955; рис. 98, 99).

Наряду с малыми перемещениями дельты и дельтовых русел существуют большие перемещения дельт, на расстояния нескольких сотен и тысяч километров. Эти перемещения вызываются значительными колебаниями (на 50—75 *м*) уровня моря (трансгрессиями и регрессиями) или тектоническими явлениями. Весьма значительные перемещения были характерны, например, для дельт Волги, Сырдарьи и Амударьи.

Такого рода миграции дельт происходят в течение тысячелетий. Значение этих процессов в почвообразовании необычайно велико, так как целые географические области и страны сформированы древними дельтовыми отложениями и в них ясно прослеживаются литология и рельеф, свойственные дельтовым областям. Так, например, Прикаспийская низменность является областью, сформированной дельтовыми отложениями Волги, Урала, Терека, устья которых смещались на сотни километров в длину и на десятки метров по высоте. Каракумы и Западная Туркмения сформированы дельтовыми отложениями Амударьи, которая смещалась от древнего Каспия до Арала.

Грандиозные перемещения главных речных русел и дельт могут проходить и без заметных колебаний уровня моря и тектонических явлений. Так, дельта и главное русло р. Хуанхэ в Китае перемещались несколько раз в течение последнего тысячелетия на расстояния в

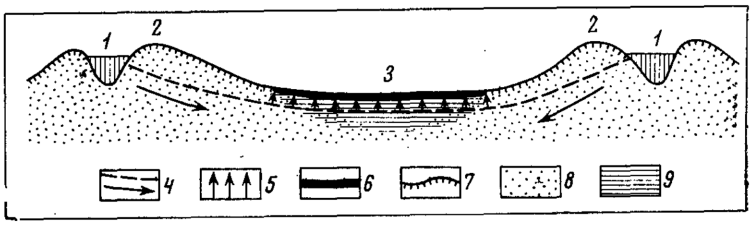


Рис. 100. Схема соленакопления в депрессиях дельтовых островов

1 — русла;
2 — прирусловые валы;
3 — межрусловая депрессия;
4 — поток грунтовых вод;
5 — испарение капиллярной влаги;
6 — засоленные почвы;
7 — несоленные почвы;
8 — пески, супеси;
9 — суглинки, глины

сотни и тысячи километров. В миграции дельты и русел Хуанхэ главная роль принадлежит накоплению огромных масс наносов. То же следует сказать о грандиозных миграциях дельты и устьев р. Инд и его протоков.

Каждая приморская дельта, особенно дельта, причлененная к морю, имеющему резко выраженные приливы и отливы, и расположенная в сухом климате, подвержена процессам интенсивного соленакопления. На разных стадиях развития дельтовых островов процессы соленакопления складываются различно. Приустьевая зона дельт характеризуется слабыми признаками соленакопления вследствие опресненности водое-

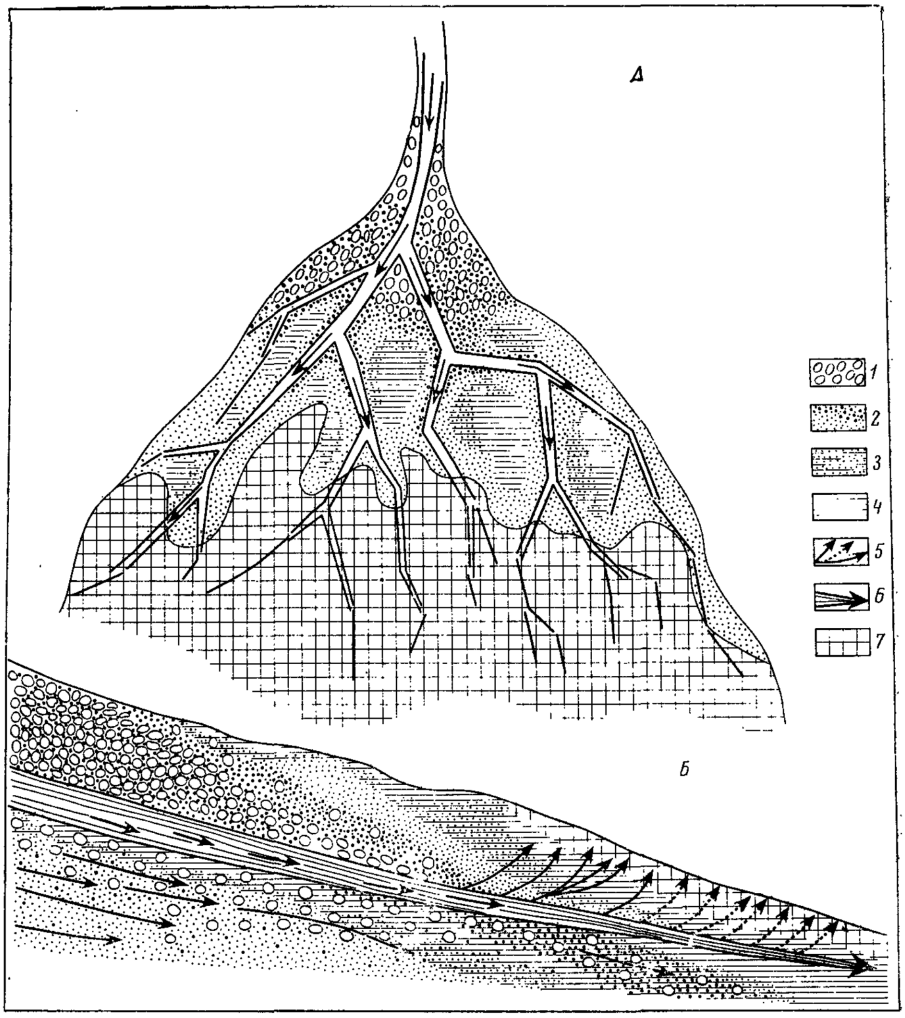


Рис. 101. Схема сухой дельты (*А*) и продольный профиль через сухую дельту (*Б*)

1 — галечники;
2 — пески, супеси;
3 — суглинки;
4 — такырные засолеиные глины;
5 — выклиинивание и испарение грунтовых вод;
6 — грунтовый поток;
7 — такыры, солончаки, солеиосные глины

ма речными водами. Более зрелые и более древние элементы дельты постепенно все больше и больше засоляются. Схема процессов солена-копления в приморской дельте показана на рис. 100. В приморских дельтах значительная масса легкорастворимых солей и тонкого коллоидно-илистого материала выносится в море и не участвует в формировании наносов и почв.

Иначе складываются процессы накопления механических осадков и солей в сухих дельтах. Сухими дельтами называются конечные области аккумуляции так называемых слепых рек, не впадающих в озера или морские водоемы, а иссякающих вследствие испарения воды. Сухие

дельты чаще всего образуются в подгорных равнинах, расположенных в областях аридного климата. Широко развиты сухие дельты в полупустынях и пустынях Закавказья, Средней Азии и Южного Казахстана, в Западном Китае. Реки Геокчай, Тертер (Закавказье), Зеравшан, Кашкадарья, Мургаб, Теджен, Сох и другие (Средняя Азия) образуют обширные аккумулятивные равнины, являющиеся древними и современными сухими дельтами.

В сухих дельтах практически полностью задерживаются и аккумулируются все те массы механических и химических продуктов выветривания и почвообразования, которые реки собирают на водосборной площади, транспортируют в нижнее течение и оставляют в дельтах. Лишь какая-то часть растворенных компонентов уходит с подземными водами за пределы контура сухих дельт. Сухие дельты характеризуются более выраженным общим уклоном поверхности, сравнительно правильной веерообразной формой и резкими различиями литологии, глубины и химизма грунтовых вод, а также почв в разных частях дельты. Обычно различаются: верхняя галечниково-гравийно-песчаная часть сухой дельты с глубокими и опресненными грунтовыми водами, переходная песчанисто-суглинистая часть с выходом слабоминерализованных грунтовых вод в виде ключей и карасу и перрферическая суглинисто-глинистая солончаковая часть дельты, где происходит аккумуляция наиболее тонких механических частиц и легкорастворимых солей (рис. 101) и где грунтовые воды и почвы отличаются наибольшей минерализацией.

И русла, и сами сухие дельты в процессе роста и развития также испытывают периодические смещения. Области главной аккумуляции механических и химических осадков, наращиваясь вверх, смещаются попеременно в разные стороны. В отдельных случаях возможен полный уход реки от своей сухой дельты далеко в сторону, с формированием новой дельтовой области (например, Зеравшан).

Закономерности формирования мезорельефа и основных групп литологии почвообразующих пород в сухих дельтах в общем те же, что и в приморских дельтах и поймах. Вдоль главных русел образуются песчаные или щебнистые грядовые повышения, межрусловые участки характеризуются пониженным равнинным рельефом и суглинистыми или глинистыми отложениями.

Обычно глинистость, содержание монтмориллонита, засоленность грунтов и почв достигают наибольших размеров в межрусловых понижениях и на периферии сухих дельт.

Обширные пространства равнин Западной Сибири, Юга Украины, Предкавказья, Нижнего Поволжья и Прикаспийской низменности, Центрального Азербайджана и Средней Азии являются продуктами совокупной аккумулятивной деятельности рек: Обь и Иртыш, Днестр и Днепр, Дон и Кубань, Волга и Кура, Сырдарья и Амударья. Здесь в течение конца третичного и всего четвертичного периода происходило формирование обширных водно-аккумулятивных аллювиально-дельтовых равнин. Там, где эти равнины соприкасаются с цепями поднимающихся гор, на их поверхность накладываются области сухих дельт и конусов выноса.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В ПОЙМАХ И ДЕЛЬТАХ

В формировании почвенного покрова пойм, террас и дельт проявляется совместное влияние общей биогеографической обстановки и условий, создаваемых долиной и рекой. Чем крупнее река, чем больше ее водный, твердый и химический сток и чем сильнее выражены аккумулятивные процессы в пойме и дельте (что крайне усиливается влиянием приливов), тем в большей степени в почвообразовании проявляется значение долинно-поемного режима. И наоборот, чем меньше река, чем меньше ее сток и слабее паводковый режим, тем в большей степени почвы поймы, террас и дельты отражают влияние общеклиматической и биогеографической обстановки данной природной зоны.

Своеобразие физико-географического режима в поймах и дельтах заключается в следующем: господство аккумулятивных типов коры выветривания, обводненность местности, одновременно происходящие почвообразование, накопление аллювия и химических осадков, высокая биопродуктивность ландшафтов.

Господство аккумулятивных типов коры выветривания

Подвижные продукты выветривания и почвообразования, возникшие в горах, на высоких плато и на склонах водосборных бассейнов, поступив в долину, замедляют или прекращают движение к морям и океану и аккумулируются в форме мотогенных, хемогенных или биогенных осадочных отложений в поймах, на речных террасах, в дельтах, в мелководьях.

Если в условиях горных и эрозионно-равнинных ландшафтов геологический круговорот веществ преимущественно способствует выносу подвижных продуктов выветривания и почвообразования путем эрозии и выщелачивания их водами поверхностного и подземного стока (химическая денудация), то в условиях дельтово-аллювиальных равнин, пойм и лагунных низменностей господствуют процессы механического, химического и биологического осадконакопления и минералообразования.

Суммарный баланс веществ в условиях поемно-дельтового почвообразования является накопительным в отношении многих составляющих компонентов (табл. 103).

Таблица 103

Химический состав материала, транспортируемого реками, %

Река	Материал	$CaCO_3$	Гумус	Азот	P_2O_5
Кура	Взвесь	9,37	2,76	—	0,20
Риони	»	8,74	1,57	—	0,22
Риони	»	8,10	2,07	0,15	0,19
Москва	Наилок	—	5—8	0.4—0,47	—
Нил	Взвесь	0,99	1,14*	0,09	—

* По углероду.

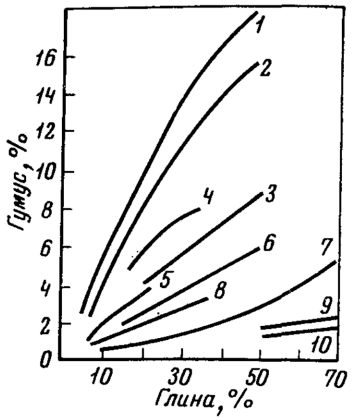


Рис. 102. Соотношение между содержанием гумуса и глины в водно-аккумулятивных наносах на территории Нидерландов и Суринама (Pons, Zonneveld, 1965)

1 — заливаемые камышовые пресные болота;
2 — заливаемые осоковые пресные болота;
3 — отложения вдоль берега Северного моря (Северный Фрисланд);
4 — новейшие отложения Зюдерзее;
5 — отложения Зюдерзее с высоким содержанием солей;
6 — отложения вдоль берега Северного моря (Дитмаршен);
7 — дальневосточные морские глины;
8 — польдеры восточной части Флеволанда;
9 — отложения на прибрежной равнине Суринама;
10 — морские отложения вдоль берега Суринама

Вместе с механическими и химическими осадками в почвообразующую породу с аллювием всегда поступает гумус. Так, взвешенный материал в воде рек Днепра, Десны, Оки содержит 1—5% гумуса, илы р. Риони — 1,5—2% гумуса. Глинистые фации аллювия иногда содержат до 10—12% гумуса. Вообще чем больше глинистость отложенного аллювия, тем больше в нем гумуса. Особенно велико содержание гумуса в глинисто-коллоидных отложениях в дельтовых озерах, болотах, маршах, эстуариях и мелководных морских заливах. При содержании глинистых частиц в таких отложениях около 40—50% количество гумуса достигает 5—18% (рис. 102).

Вместе с аллювием в почву поступают углекислый кальций (иногда до 5—10%), соединения фосфора, калия, азота, железа, марганца, наряду с первичными минералами также вторичные, глинные минералы: каолинит, гидрослюды, монтмориллонит. Благодаря гумусности и присутствию глинных минералов свежий аллювий всегда обладает развитой поглотительной способностью. Например, илы р. Риони имеют емкость обмена до 50—60 *мг-экв*.

В разных физико-географических условиях минералогический, химический и биохимический состав водно-аккумулятивных отложений будет различным (в этом проявляется влияние общей почвенно-географической обстановки бассейна). Но вместе с тем при всех различиях будет формироваться и устойчиво сохраняться аккумулятивный тип коры выветривания.

Поймы, дельты, террасы и мелководья озер, эстуариев и лагун являются как бы «геохимическими ловушками», перехватывающими и накапливающими подвижные продукты выветривания и почвообразования на пути их миграции в низменности и океан.

Периодическое затопление поверхности пойм, террас, дельт

Одной из особенностей водно-аккумулятивных ландшафтов, вызывающей значительные отклонения от общезональной географической обстановки, является периодическое затопление пойм, террас и дельт полыми речными и приливными водами. Интенсивность затопления поверхности возрастает вниз по течению рек и приобретает наибольшее влияние в низовьях, где воды особенно легко выходят из берегов, за-

ливая сушу. Так, в дельте Риони в отдельные годы бывает до 20—30 наводнений, проявляющихся в поступлении речных вод из дельтовых рукавов на острова дельты.

Полые воды резко меняют водно-воздушный и тепловой режим почв, приносят и откладывают значительные массы нового аллювия, органических и химических осадков, создают специфические условия для жизнедеятельности высших растений, водорослей, животных, микроорганизмов.

В области сухих степей и пустынь полые воды смягчают крайности климатической обстановки, снижая температуру, повышая влажность воздуха и почв, способствуют произрастанию мощной древесной и травянистой растительности. Благодаря этому по поймам, террасам и дельтам меридиональных рек растительность, расположенная севернее, как бы внедряется на юг. Наоборот, реки, имеющие сток к северу, как бы способствуют продвижению южных ландшафтов дальше на север. Полые воды приносят в зоны вековой мерзлоты значительные количества тепла, минеральных веществ, органического материала. Полые воды распространяют огромные количества семян и корневищ растений со всего бассейна и способствуют созданию своеобразной поемно-дельтовой растительности и ассоциирующей с нею фауны и микрофлоры.

Осадконакопление в поймах и дельтах

С периодическими наводнениями и затоплением водно-аккумулятивной суши тесно связано постоянное обновление почвообразующей породы вследствие накопления свежего аллювия в поймах, на нижних террасах и в дельтах рек. Каждый паводок или приливный подъем уровня воды и затопление суши сопровождаются отложением большей или меньшей толщи свежего аллювия. В одних частях поймы толща паводковых отложений составляет миллиметры и сантиметры, в других (на прирусловых валах) может достигать 10—20 *см*.

Постоянная миграция и новообразование русел и протоков в поймах и особенно в дельтах рек приводят к исключительной неоднородности толщи как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Вдоль крупных русел и протоков в поймах и дельтах формируются прирусловые валы, сложенные гравийными, песчаными и супесчаными отложениями.

Межрусловые участки, удаленные от главных и второстепенных протоков, покрываются малоподвижными или стоячими водами, поэтому здесь откладывается суглинистый и глинистый аллювий, богатый коллоидальными частицами и органическим веществом. Дифференциация аллювия по крупности частиц очень хорошо иллюстрируется данными табл. 104. По соотношению фракций механического состава аллювия и по их гумусности можно всегда судить о гидрологическом режиме, при котором формировался тот или иной горизонт или элемент мезорельефа поймы.

Преобладание крупнозернистых малогумусных песков — свидетельство быстротоков руслового типа. Преобладание высокогумусных глинистых фракций — показатель озерного или замедленного стока в центральной пойме, староречье или притеррасовой депрессии.

При большой пестроте осадочных пород в поймах нижних террас и дельтах всегда наблюдается чередование повышений мезорельефа, сложенных песчаными и супесчаными отложениями руслового характера, и

Таблица 104

Механическая дифференциация аллювия в пойме р. Индигирки, %
(Лаврушин, 1963)

Геоморфологический элемент	Фракции, *мм*			
	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01
Прирусловая отмель	2,3	31,8	34	31,9
Остров (головная часть)	19,0	76,7	1,0	3,0
Пойма у русла	4	78	15	13
Пойма в 100 *м* от русла	2	2	9	87
Озеровидная депрессия (лайда)	0,1	0,3	1,0	98,6

межрусловых равнинных понижений, сложенных суглинистыми и глинистыми отложениями полойного и озерного характера. История передвижения русел и протоков в пределах пойм и дельт обычно маркируется остатками древних прирусловых валов, сопровождающими староречья, цепочками стариц исчезнувших протоков и бывших межрусловых озер.

Почвенная фауна, растительность и почвообразовательный процесс непрерывно перерабатывают вновь отлагаемый аллювий. В тех случаях, когда скорость почвообразования опережает скорость накопления аллювия, слоистость в профиле поемно-дельтовых почв не выражена. Это характерно для межрусловых депрессий. Образование прирусловых отложений, формирующихся быстрыми потоками, часто опережает скорость почвообразования и потому в них резче обосабливается и сохраняется аллювиальная слоистость.

В автоморфных почвах, развитых на элювиальной коре выветривания, формирование почвообразующей породы предшествовало формированию почвы. Больше того, вследствие эрозии здесь нередко происходит смыв механического и химического материала, слагающего почвы и породу. В условиях пойм, дельт и приливных побережий почвообразование и формирование почвообразующей породы происходят одновременно. Толща почвенных горизонтов непрерывно растет вверх вследствие наиления и биогенной переработки все новых и новых слоев осадков.

Происхождение аллювия может быть весьма различным, однако во всех случаях он является продуктом, приносимым со стороны. Более крупнозернистые, опесчаненные русловые отложения в большей мере связаны с размыванием толщ осадочных пород в процессе так называемой линейной и боковой эрозии (размывы коренных отложений рекой, оврагов, древних террас и т. д.).

В периоды наводнений полая вода содержит огромное количество тонкого, взвешенного материала, являющегося преимущественно результатом плоскостной эрозии верхних почвенных горизонтов водосборного бассейна реки.

Поймы и дельты получают вторичные минералы, свежие органические остатки и гумус, растворы солей, образовавшиеся в бассейне реки. Поймы, дельты, мелководья благодаря аллювиальному процессу как бы наследуют продукты почвообразования, созданные на водоразделах и скло-

нах и перенесенные водами в аккумулятивные области. Однако осаждение сопровождается существенными изменениями принесенного материала.

Чем больше река, тем дальше отстоит область аккумуляции аллювия от области образования почвенного мелкозема. В малых реках аллювий будет в большей степени соответствовать типу коры выветривания и почвенному покрову ближайших водоразделов и склонов.

Поемный режим и непрерывность накопления нового аллювия создают своеобразные условия почвообразования в поймах, дельтах, приливных низменностях и мелководьях. Существенная часть почвообразовательного процесса проходит в условиях подводного режима или при влиянии капиллярной каймы грунтовых вод (см. рис. 104, 105).

С другой стороны, почвообразовательный процесс в поймах и дельтах, как правило, идет в диаметрально противоположном направлении по сравнению с тем, который происходил на водораздельных равнинах и склонах, питающих сток рек. Наиболее убедительными примерами этого могут быть реки Волга и Нил, сток которых, транспортируемый мелкозем и растворенные соединения, формируется в гумидных холодных (Волга) или тропических (Нил) областях, а аккумуляция этих материалов происходит в жарких полупустынях и пустынях.

Дренирование поймами и дельтами окружающих равнин

Для пойм и дельт рек, для прибрежных низменностей характерно постоянное дренирование местных поверхностей и почвенно-грунтовых вод с окружающих высоких террас и водоразделов. Почвенно-грунтовые и местные поверхностные воды содержат растворенные вещества, поэтому поймы, дельты и низменности получают вместе с этими водами значительные массы растворенных продуктов выветривания, почвообразования и биогенеза. Возникают местные геохимические потоки растворов, обогащающие осадочные породы и почвы водно-аккумулятивных ландшафтов.

Долины рек врезаны на десятки, а иногда и на сотни метров по отношению к поверхности окружающих водоразделов и равнин. Вследствие этого грунтовые воды окружающей суши имеют выраженный уклон и имеют сток в сторону долин. Во многих случаях даже глубокие напорные подземные воды выклиниваются в долинах на нижних надпойменных террасах, в поймах или на периферии сухих дельт в форме ключей, родников, «мочажин». Подобные выклинивания грунтового потока на поверхность имеют огромное значение в почвообразовании. Это еще раз подтверждает, что долины рек, дельты и низменности действительно являются «геохимическими ловушками» веществ, вовлеченных в местные и общий геохимические потоки.

Химический состав веществ, транспортируемых грунтовым потоком или восходящими напорными водами в поймы и дельты рек, естественно, будет неодинаковым в различных гидрогеологических и климатических условиях. Почвено-грунтовые воды подзолистой зоны будут транспортировать в поймы и дельты заметные количества растворенных органических веществ, соединения кремния, железа, марганца, иногда алюминия, часто бикарбонаты кальция. Поэтому в почвах пойм Москвы-реки, Оки, Клязьмы можно часто наблюдать резко выраженную аккумуляцию соединений железа, марганца, фосфора, иногда извести (рис. 103).

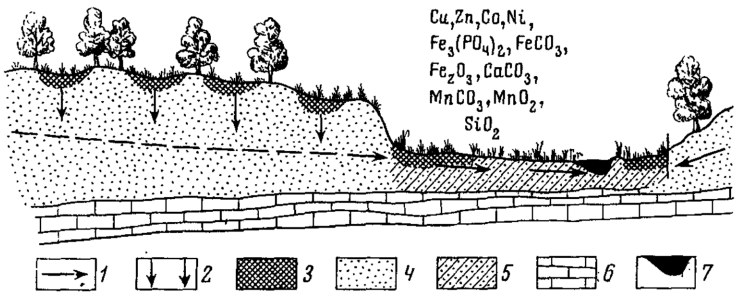


Рис. 103. Аккумуляция минеральных соединений в притеррасном понижении поймы р. Москвы (Тюрюканов, 1964)

1 — выклинивание грунтового потока, приносящего минеральные соединения;
2 — нисходящие токи;
3 — мощные лугово-дерновые почвы;
4 — пески надпойменной террасы;
5 — песчаные суглинки и супеси поймы;
6 — коренные породы;
7 — река

В поймах и дельтах рек тропиков и субтропиков очень часто обнаруживаются аккумуляции больших количеств вторичного кремнезема, окислов железа и марганца, а также вторичных глинных минералов, возникающих в процессе взаимодействия приносимых соединений алюминия и кремния. Иногда этим путем образуются месторождения глин, болотной железной руды, марганца.

В степных и пустынных областях приток и испарение почвенно-грунтовых вод в поймах, на нижних террасах рек и в дельтах сопровождаются накоплением различных солей — карбонатов, сульфатов, хлоридов кальция, магния, натрия. Поэтому в низменностях, в поймах и дельтах рек засушливых областей образуются солонцовые и солончаковые почвы, минеральные солончаки, плотные солевые горизонты или известково-кремнеземистые прослои. Такие процессы в резко выраженной форме можно наблюдать в поймах и дельте Волги, Нила, Сырдарьи, Хуанхэ. Поразительные аккумуляции солей в руслах вследствие дренирования обнаружены в древней долине Узбоя в Туркмении. Здесь накопленные толщи чистых солей измеряются несколькими метрами.

Не только соединения макроэлементов дренируются и аккумулируются в породах, почвах и водах пойм, дельт и низменностей. То же происходит и с соединениями бора, цинка, меди, кобальта, никеля и др.

Поступление в водно-аккумулятивные ландшафты подвижных продуктов выветривания и почвообразования вместе с тем обогащает почвообразующие породы и почвы ценными элементами минерального и азотного питания растений. Почвы пойм благодаря этому всегда богаче соединениями таких элементов, как фосфор, азот, калий, магний, медь, бор, в сравнении с почвами водоразделов. Поэтому террасовые и пойменные почвы севера в меньшей мере нуждаются в минеральных удобрениях и особенно в известковании.

Гидроморфность почв пойм и дельт

Для пойм, дельт и прибрежных низменностей характерны повсеместная обводненность или близость к поверхности грунтовых вод, обеспечивающих капиллярное подпитывание почв и растений. Уровень воды в реках, староречьях, дельтовых протоках и водоемах постоянно или периодически господствует над поверхностью пойм и дельт, что способствует постоянному питанию грунтовых вод (рис. 104, 105).

Периодические приливы и паводки, заполняя русла озер, староречья и депрессии в поймах и дельтах, поддерживают высокий уровень грунтовых вод и обводненность местности. Врезанные долины вскрывают межпластовые напорные воды, которые в форме источников выклиниваются в поймы и питают грунтовые воды. Вдоль каждой реки существует долинный грунтовый поток, направленный вниз по течению и к устью. Почвообразовательный процесс вследствие этого проходит в таких ландшафтах всегда в условиях исключительно мощного влияния грунтовых вод и приносимого ими материала.

Уровень поверхностных и глубина грунтовых вод в поймах и дельтах подвержены резким сезонным колебаниям под влиянием паводков, приливов и последующего стока и обсыхания. После наводнений наземные

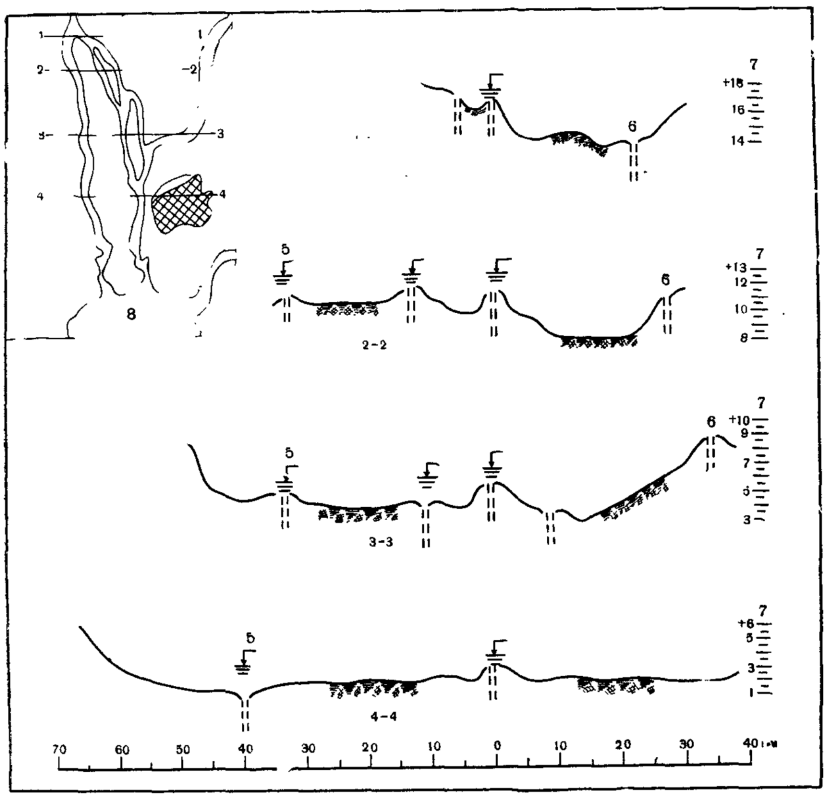


Рис. 104. Поперечные профили через дельтовую область (*3—4*) и нижнее течение (*1—2*) рек, впадающих в Таиландский залив (Masahiko, 1966)

5 — максимальный уровень рек; *6* — канал; *7* — выше среднего уровня моря (*м*); *8* — Таиландский залив

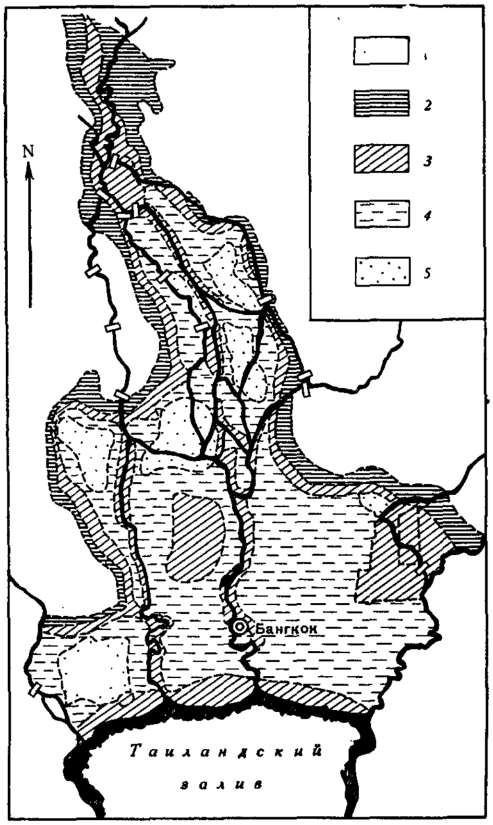


Рис. 105. Области периодического затопления в низовьях и дельте р. Чао-Фиа у Таиландского залива (Masahiko, 1966)

1 — выше уровня затопления;
2 — затопляется самыми высокими паводками;
3 — затопляется умеренными паводками;
4 — затопляется ежегодно (основное неполивное рисосеяние);
5 — глубокое ежегодное затопление (подводная культура риса)

и грунтовые воды смыкаются и их уровень выходит на дневную поверхность. Испарение и транспирация растительностью приводят к постепенному опусканию грунтовых вод. Все же уровень грунтовых вод в таких условиях не опускается глубже 2—3—4 *м*. Поэтому восходящая от грунтовых вод капиллярная влага постоянно питает верхние горизонты почвы, снабжая водой и питательными веществами корневую систему растений, транспортируя к поверхности растворенные соединения. Таким образом, паводковые и почвенно-грунтовые воды в поймах, дельтах и низменностях являются постоянно действующим фактором аккумуляции механических и химических осадков в почвах и почвообразующих породах.

Химический состав почвенно-грунтовых вод низменностей, пойм и дельт варьирует в зависимости от общей физико-географической обстановки. Пресные, слабоминерализованные, но содержащие питательные вещества почвенно-грунтовые воды характерны для пойм и дельт рек области красноземных, серых лесных, подзолистых, коричневых почв. Почвенно-грунтовые воды пойм и дельт рек сухих саванн, степей и полупустынь отличаются повышенной минерализацией и во многих случаях содержат легкорастворимые соли (чаще карбонаты натрия). Почвенно-грунтовые воды пойм и дельт рек пустынных областей на отдельных массивах приобретают высокую минерализацию, порядка 10—20 *г/л*, а иногда и 100—150 *г/л*.

Во всех почвенно-грунтовых водах наряду с такими обычными компонентами, как легкорастворимые и малорастворимые соли, всегда присутствует некоторое количество подвижного кремнезема (20—50 *мг/л* SiO_2), некоторое количество подвижного железа (5—15 *мг/л* Fe) и марганца (3—5 *мг/л* Mn), небольшие количества алюминия и фосфора.

Испарение и транспирация почвенно-грунтовых вод восполняются их притоком со стороны или из глубин. Все это способствует постепенному обогащению толщи грунтов и почв, слагающих поймы, дельты и низменности, возрастающими массами всех тех соединений, которые находятся в грунтовых водах в больших или ничтожно малых концентрациях. Одним из доказательств интенсивной миграции и аккумуляции в пойменных почвах Русской равнины подвижных соединений углерода, кремния, железа, алюминия, марганца, фосфора являются приведенные в табл. 105 данные Г. В. Добровольского и А. П. Лобутева о химическом составе дренажных вод и выпавших из них гелей.

Таблица 105

Данные анализа сухого остатка и гелей из воды дренажных канав Раменской поймы (октябрь 1959 г.), % на высушенную при 105° С навеску

Анализы А. П. Лобутева

Образцы*	Органические вещества	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	MnO	P_2O_5	CaO	MgO	SO_3
Сухой остаток из воды дренажной канавы	32,0	5,1	3,4	0,8	0,2	Не опр.	23,1	5,5	27,8
Свежий хлопьевидный серовато-бурый гель	35,0	7,8	30,2	1,1	1,1	5,4	3,5	0,2	0,8
Рыхлый желто-бурый осадок на дне дренажной канавы	23,3	5,2	54,8	0,1	0,1	3,8	2,5	0,7	0,6

* В 1 *л* воды из дренажной канавы содержится (*мг*): SiO_2—28,0; FeO — 16,6; Fe_2O_3—1,7; Al_2O_3—4; MnO—1,3; CaO—126,1; MgO—30,2; SO_3—151,4. Плотный остаток 545 *мг*.

Чем интенсивнее испарение, тем более минерализованы сами грунтовые воды пойм, дельт, низменностей и тем в большей степени идет процесс накопления солей в грунтах и почвах, вплоть до образования резко выраженных солончаков и соляных кор, как это характерно для дельт Нила, Инда, Куры, Волги и Амударьи. В особо аридных условиях образуются современные соляные залежи, как, например, в пустынях Чили, Западного Китая, Туркмении, Сахары или Ирана. Периодические наводнения, естественно, опресняют засоленные почвы, смывая часть солей вниз по течению или промывая их в грунтовые воды. Однако общий процесс соленакопления при этом не прекращается.

Большое значение для почвообразования в низменностях, поймах и дельтах областей относительно сухого климата имеет процесс накопления карбонатов кальция и гипса [1].

[1] Напомним, что растворимость бикарбонатов и сульфатов кальция невелика и они осаждаются из растворов даже при малой концентрации грунтовых вод.

Заслуживает особого внимания и дальнейшего изучения процесс синтеза в почвах вторичных силикатов, алюмо- и феррисиликатов в результате транспирации и испарения почвенно-грунтовых вод. Приносимые грунтовыми водами соединения кремнезема, алюминия, железа взаимодействуют друг с другом, выпадают в осадок, образуя конкреции или глиноподобные тонкодисперсные вторичные минералы, являющиеся носителями физико-химической поглотительной способности. В гидроморфных условиях уже после отложения аллювия образуются чисто химическим и биогеохимическим путем аморфные гидроокислы, аллофаноиды, вермикулит, монтмориллонит, гидрослюды.

Различными исследователями установлено, что характерными вторичными минералами пойменных лугово-болотных, луговых и торфяно-луговых почв являются железистый вермикулит, нонтронит и монтмориллонит, железистый хлорит, иллит, пирит, гетит, гидрогетит, опал и кварц, вивианит и всегда аморфные и гелеподобные окислы и продукты их взаимной коагуляции.

Таким образом, благодаря гидрогенности пойм и дельт в их почвах и почвообразующих породах происходит неосинтез вторичных минералов за счет компонентов, приносимых наземными и почвенно-грунтовыми водами. Поймы, дельты, озера, мелководья являются областями интенсивного образования различных вторичных минералов и их скоплений в виде конкреций, прослоев или уплотненных панцирей, кор, горизонтов. Данное положение весьма убедительно иллюстрируется сводной табл. 106, составленной А. А. Лазаренко (1964) для пойм рек Русской

Таблица 106

Минеральные новообразования в современных аллювиальных осадках Днепра, Десны и Оки

Осадки	Типичный парагенез аутигенных минералов	Присутствующие аутигенные минералы*
Старичные	Сульфиды Fe, кальцит, вивианит	Гидротроилит, мельниковит, пирит, гидрогетит, аморфная гидроокись Fe, гидроокислы марганца, лейкоксен, опал, кальцит, сидерит, вивианит, β-керченит, босфорит (?), пицит (?)
Болотные	Гидроокислы Fe, сульфиды Fe, сидерит, кальцит, вивианит	Гидротроилит, мельниковит, пирит, гидрогетит, аморфная гидроокись Fe, гидроокислы марганца, лейкоксен, кальцит, сидерит, вивианит, β-керченит, босфорит (?), пицит (?)
Русловые заиленные	Гидроокислы Fe, сульфиды Fe, кальцит	Гидротроилит, мельниковит, пирит, гидрогетит, аморфная гидроокись Fe, гидроокислы марганца, кальцит, сидерит (?), вивианит (?)
Русловые отмытые пески	Гидроокислы Fe	Гидротроилит (?), гидрогетит (?), аморфная гидроокись Fe, кальцит (?)
Субаэральные осадки поймы	Гидроокислы Fe, гидроокислы марганца, аутигенное глинистое вещество	Гидротроилит, мельниковит, пирит, гидрогетит, аморфная гидроокись Fe, гидроокислы марганца, аутигенное глинистое вещество

* Знаком (?) отмечены минералы, диагностированные не вполне достоверно.

равнины. В этом заключается принципиальное различие почвообразования на аккумулятивной коре выветривания от почвообразования в условиях элювиальной коры выветривания, где господствует распад минералов и вынос подвижных соединений.

Повсеместная гидроморфность пойм и дельт, постоянное испарение и транспирация поверхностных и почвенно-грунтовых вод приводят к тому, что грунты и почвы этих ландшафтов обогащаются значительными массами органических и минеральных соединений, в том числе питательными веществами, а иногда и токсическими солями.

Окислительно-восстановительные процессы

Для почв, грунтов и вод пойменно-дельтовых территорий характерны пониженные уровни окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) в сравнении с территориями водоразделов и дренированных склонов. Однако обводненность ландшафтов пойм, дельт и низменностей значительно изменяется по сезонам года. Это, естественно, сопровождается изменениями окислительно-восстановительного режима почв и вод ландшафтов.

ОВП почв и грунтов водораздельных ландшафтов выражается величинами Eh порядка 600—700 *мв*. Для почв пойм рек Русской равнины характерны Eh порядка 200—300 *мв*, а в условиях староречий и застойных почвенно-грунтовых вод отмечаются даже отрицательные величины (—50, —150 *мв*). Наиболее низкие значения Eh и, следовательно, наибольшая восстановленность характерна для морских илов, для осадков солоноватоводных мелководий и заливов. В таких условиях наблюдались величины Eh—167, —295 *мв*. Илы пресноводных озер Русской равнины имеют Eh около —60 *мв* (не ниже —150 *мв*). Почвы и аллювий рек Днепра, Десны, Оки, по данным А. А. Лазаренко (1964), имеют интервал Eh от +200 до —125 *мв*. Наименьшие величины Eh обнаружены для подводных почв (илов) староречий и заиленных русел (от —10 до —125 *мв*). Наиболее высокие показатели Eh характерны для хорошо аэрированных почв и русловых песчаных отложений (от 500 до 650 *мв*).

Резкие различия в окислительно-восстановительном режиме осадков и почв разных элементов пойм показаны на рис. 106 (Лазаренко, 1964). Восстановленность аллювия и почв тем большая, чем больше в них органических веществ. Именно поэтому илистые наносы и почвы озер, стариц, заиленных русел, обычно более обогащенные органическими веществами, имеют и низкие показатели Eh.

Значительная роль органического вещества в восстановительных процессах подтверждается и тем, что наименьшие значения Eh в профиле почв наблюдаются в верхних 10—30 *см*. Глубже, где грунт опесчанен, где меньше органических веществ и больше выражена циркуляция грунтовых вод, индекс Eh может быть довольно высоким (табл. 107). Однако существуют почвы, в которых повышенная восстановленность характерна для пересыщенной влагой нижней части профиля. Такой тип профиля Eh часто встречается в развитых пойменных почвах севера Русской равнины (табл. 108).

В этих случаях особенно резко выражен восходящий ток соединений двухвалентного железа и марганца и накопление окисленных форм железа и марганца в верхних горизонтах, с образованием железистого аналога солончака. Этим путем почва из грунтовых вод получает, по мнению

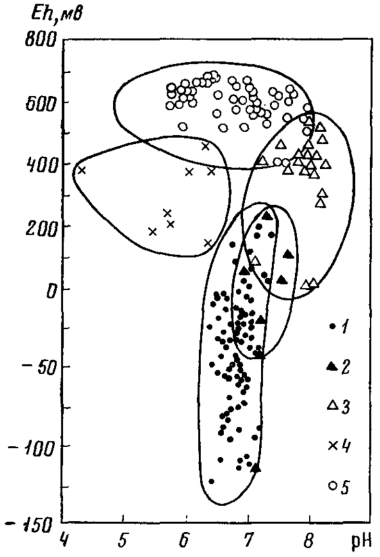


Рис. 106. Физико-химическая характеристика современных аллювиальных осадков Днепра, Десны и Оки (Лазаренко, 1964)

1 — осадки водоемов старичного типа;
2 — субаквальные заиленные осадки русел;
3 — субаквальные отмытые песчаные осадки русел;
4 — болотные осадки;
5 — субаэральные осадки поймы (и осушенных русловых отмелей)

Г. В. Добровольского и Н. Г. Зырина (1957), ежегодно по нескольку тонн окислов железа на 1 *га*.

В окислительно-восстановительных условиях пойменных почв столь же значительная роль принадлежит кислороду. Содержание кислорода в водах и почвах пойм и дельт в целом понижено (табл. 109).

Обычно содержание кислорода в водах и почвах высоких (особенно песчаных) террас всегда выше, чем в поймах и в староречьях пойм или притеррасовых понижениях. Исследования Г. В. Добровольского и его сотрудников показали, что пониженное содержание кислорода характерно для лугово-болотных и особенно торфяно-глеевых почв поймы р. Клязьмы. Для них же характерны повышенные содержания двуокиси

Таблица 107

Изменения Eh в профиле пойменных почв*

(по данным А. А. Лазаренко, 1964)

Глубина, *см*	Днепр			Десна			Ока		
	литология	Eh, *мв*	С, %	литология	Eh, *мв*	С, %	лнтология	Eh, *мв*	С, %
0—10	Ил	—60	1,22	Ил	—114	1,60	Ил	—25	3,57
10—20	Песок	+5	0,07	»	—93	3,63	»	—81	2,26
20—30	»	+27	—	»	—34	—	»	—93	2,58
30—40	»	+84	—	»	—14	2,58	Опесчаненный ил	—25	1,42
40—50	»	+168	—	Иловато-пылеватые отложения	—20	—	Песок	—14	0,69
50—60	»	+170	—	То же	—2	0,86	»	+125	0,21
60—70—80	»	+175	—	Песок	+14	—	»	+107	0,55

* Показатель Eh необычно низок; возможно, что результат подводного анаэробиозиса в моменты определений ОВП.

Таблица 108

Окислительно-восстановительные условия в почвах Княгинкинской поймы р. Клязьмы
(Добровольский, 1968)

Горизонт, глубина, *см*		Июнь — июль 1956 г.					Август — сентябрь 1956 г.				
		полевая влажность, %	*мг* на 100 *г* абс. сухой почвы		окисляемость, *мг-экв*	Eh, *мв*	полевая влажность, %	*мг* на 100 *г* абс. сухой почвы		окисляемость, *мг-экв*	Eh, *мв*
			Fe^{+2}	Fe^{+3}				Fe^{+2}	Fe^{+3}		
Луговая почва, центральная равнинная пойма											
A_0	0—7	61,9	39	1329	5,59	368	81,6	52	860	3,5	549
A_1	7—17	53,9	39	1278	5,67	368	57,4	27	674	3,1	584
A_1	18—28	39,3	17	1537	4,36	358	40,9	41	783	2,9	529
B	47—57	31,2	37	1279	4,03	398	29,3	19	811	2,7	549
B/C	60—70	33,1	30	1136	2,96	353	27,9	15	660	2,8	574
B	90—100	31,4	18	208	2,69	483	24,5	9	92	2,8	499
B	120—130	39,8	7	90	—	358	26,9	8	61	2,4	344
Лугово-болотная почва, притеррасная пойма											
A_0	0—5	108,9	45,9	906	3,2	463	79,9	52,8	937	3,2	—
A_1	9—18	53,6	13,8	481	2,1	408	47,9	31,4	454	3,2	—
B	27—37	23,2	13,3	391	1,4	384	19,4	28,3	513	2,7	—
C_1	50—60	30,3	6,5	190	1,3	379	28,8	12,3	299	2,6	—
C_2	95—110	18,4	8,8	Следы	1,3	374	20,4	10,8	52	1,83	—
C_2	170—180	18,2	4,7	»	1,3	374	—	—	—	—	—
Торфяно-глеевая почва, притеррасная почва											
T_1	0—7	200,2	366	476	31,23	319	138,2	408	379	9,3	324
T_2	26—36	145,4	354	301	7,91	309	121,5	568	201	7,7	229
T_2	44—49	170,8	409	417	3,08	321	168,3	571	413	7,1	174
T_2	70—80	131,0	932	61	4,11	201	124,2	1286	Нет	5,9	184
C	105—115	197,9	5219	Нет	9,41	201	—	—	—	—	—
Дерново-подзолистая почва, коренной берег											
A_0	1—3	46,02	2,2	41	13,6	435	33,7	5,5	51,8	2,7	444
A_1	3—13	11,90	1,5	61	2,4	416	11,3	4,1	65,3	2,7	489
A	20—30	7,91	1,5	32	1,7	370	9,7	3,6	37,3	2,3	509
A_2	35—45	7,86	1,4	20	1,6	370	10,0	2,9	33,4	1,5	544
B_1	85—95	11,30	1,5	—	2,2	—	15,2	2,8	76,7	2,9	568

Примечание. Определения и анализы З. Н. Горбуновой, А. П. Лобутева, Н. Л. Сомовой.

Таблица 109

Содержание растворенного кислорода в почвенно-грунтовых водах долины Москвы-реки
(Тюрюканов, 1964)

O_2	Высокая песчаная терраса левобережья	Притеррасная пойма левобережья	Центральная пойма	Притеррасная пойма левобережья	Высокая терраса правого берега
мг/л	6,8	0,0	3,0	0,0	3,2
% от насыщенности	65	0,0	30	0,0	25

Таблица 110

Состав почвенного воздуха при 760 *мм* и температуре 0° (июль 1957 г.), %
(Г. В. Добровольский, 1968)

Почва	Глубина взятия проб воздуха, см	CO_2	O_2	H_2	CO	CH_4 и другие углеводороды	N_2 с редкоземельными газами
Дерново-подзолистая	10—15	0,29	20,78	—	—	—	78,98
	25—30	0,37	20,74	—	—	—	78,89
	45—55	0,39	20,64	—	—	—	78,97
Луговая	10—15	0,47	20,37	—	—	—	79,16
	25—30	1,09	20,32	—	—	—	78,49
	45—50	1,13	20,29	—	—	—	78,48
Лугово-болотная	10—15	1,66	20,13	0,12	0,07	0,49	77,53
	25—35	3,39	19,39	0,15	0,17	1,43	75,80
	45—55	3,91	19,33	—	0,30	1,99	75,47
Торфяно-глеевая	10—15	6,31	14,50	0,14	0,08	0,58	78,39
	30—35	15,47	1,03	0,08	0,05	2,39	80,98

углерода, метана, сероводорода. Дерново-подзолистые почвы высоких террас в этом отношении весьма отличаются от почв поймы (табл. 110). При глинистом механическом составе и при обогащенности органическим веществом восстановительные процессы проявляются в почвах тем сильнее, чем выше уровень грунтовых вод.

В этом отношении очень интересны данные А. Ф. Скворцова (1950), относящиеся к дельте р. Риони. Глубина залегания глеевого горизонта с его характерной ржавой пятнистой окраской почти следует за уровнем грунтовых вод (рис. 107). Восстановительные процессы в почвах пойм

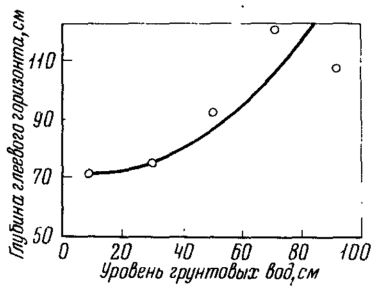


Рис. 107. Зависимость глубины глеевого горизонта от уровня грунтовых вод в Колхиде (Скворцов, 1950)

и дельт сопровождаются образованием целого ряда специфических соединений, характерных для глеевых горизонтов. Развиваются процессы десульфирования с образованием сероводорода. Возникают процессы денитрификации, сопровождающиеся появлением аммиака. Формируется восстановленное органическое вещество, а также углеводороды и, в частности, метан. Появляются сернистые, двууглекислые, фосфорнокислые и фульватные соединения железа, марганца и микроэлементов кобальта, меди, никеля. Образуются сидерит, гидротроилит, пирит, вивианит.

При продолжительном процессе восстановления развиваются морфологические признаки оглеения. Для восстановленного горизонта характерны голубые, зеленоватые, сизые тона и ржавые пятна. Происходит общая гидрофилизация и пептизация глинистой фракции почвы. В верхних частях почвенного профиля появляются мелкие и крупные конкреции окислов железа и марганца. В связи с этим резко усиливается поглощение почвой фосфат-ионов. Реакция оглеенных горизонтов под влиянием десульфирования и карбонизации сдвигается в сторону более повышенной щелочности вследствие образования карбонатов щелочей по следующей схеме:

$$Na_2SO_4 + 2C = Na_2S + 2CO_2,$$

$$Na_2S + H_2CO_3 = Na_2CO_3 + H_2S.$$

Под влиянием притока с грунтовыми водами соединений алюминия, железа, кремнезема и электролитов происходит хемогенное образование глинных минералов типа гидрослюд и монтмориллонита или смешаннослойных минералов, обладающих подвижной кристаллической решеткой. Особенно сильно выражен приток и накопление этих компонентов в депрессиях, староречьях и притеррасовых понижениях пойм. Здесь идут резко выраженные процессы оруденения почвенных горизонтов. Нередко образуются сильно цементированные пласты болотной руды, содержащей до 30% железа. Если оглеение происходит на фоне сильного сульфатного засоления, то формируются черные соляные грязи, цвет которых обязан сульфидам железа, марганца и других металлов, а запах — сероводороду.

Однако восстановительный режим в условиях поемно-дельтового почвообразования не является устойчивым. Свежая паводковая вода и фотосинтетическая деятельность могут повышать приток кислорода. Аэрация особенно усиливается при просыхании переувлажненных территорий, а также вследствие создания осушительных каналов, дренажной сети и заградительных дамб. Аэрация восстановленных почвенных горизонтов вызывает их окисление, что сопровождается переходом сульфидов в сульфаты и в серную кислоту с развитием сильной кислотности (pH = 3—2,5).

Последовательность реакций окисления может быть представлена следующей схемой:

$$4FeS_2 + 6H_2O + 15O_2 \rightarrow 4FeSO_4(OH) + 4H_2SO_4.$$

Сульфат железа отличается светло-желтой окраской и придает почве неравномерно пятнистый желтоватый цвет. Однако это вещество нестойко и постепенно превращается в $Fe_2(SO_4)_3(OH)_5 \cdot 2H_2O$ и H_2SO_4. Этот сульфат трехвалентного железа также обладает желтым цветом. Образующаяся серная кислота разрушает карбонаты кальция, магния и натрия (если они были в почве) с образованием гипса и сульфатов магния и натрия. Периодическая смена восстановительных и окислительных условий приводит в конечном счете к декарбонизации почв и к развитию устойчиво кислой среды с pH = 4—2,5.

В Нидерландах такие резко кислые сульфатные глинистые почвы пятнистой окраски получили название «кошачья глина», они отличаются низким плодородием. Резко кислые почвы встречаются на прибалтийских низменностях в ГДР, Дании, Финляндии, Швеции. Они, по-видимому, имеются и в прибалтийских маршах СССР. Их характерные свойства — высокая кислотность и присутствие железных и алюминиевых

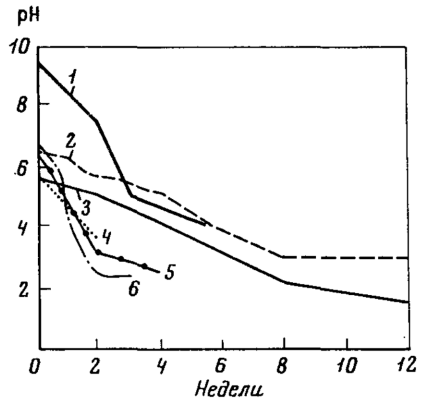


Рис. 108. Влияние процессов окисления на величину pH почвы (Van Beers, 1962)

1 — влияние попеременного высыхания и увлажнения (Dent, 1947);
2 — хранение образца во влажном состоянии (Pons, 1955);
3 — то же (Doyne, 1937);
4 — высыхание на воздухе после хранения во влажном состоянии в течение двух недель (Doyne, 1937);
5 — высыхание на воздухе (Subramanyan, 1952);
6 — то же (Tomlinson, 1955)

квасцов. Большие пространства «кошачей глины» обнаружены на обширных дельтовых и маршевых низменностях Атлантического побережья США, включая Мексиканский залив, от Нью-Джерси до Хьюстона, Техас (Edelman, van Staveren, 1958).

Еще чаще встречаются кислые поемно-дельтовые почвы на низких берегах тропического побережья Юго-Восточной Азии, Африки, Латинской Америки (Moormann, 1966), где в зоне влияния приливов окислительно-восстановительные процессы выражены крайне резко. В частности, они широко распространены в дельте р. Меконг. При господстве восстановительного режима pH этих почв равен 7—8. После осушения и освоения в результате окисления сульфидов железа и марганца за несколько лет pH опускается до 1—4, и почвы практически утрачивают плодородие (рис. 108). Для поддержания благоприятных условий в таких почвах рекомендуются не только большие дозы извести (до 30 *т/га*), но и периодическое поддержание восстановительного режима путем затопления.

Надо учитывать опасность возникновения сходных явлений на осушаемых землях, бывших в прошлом в устойчивом восстановительном режиме. В этих условиях резкое повышение кислотности почв после осушения потребует специальных мероприятий по известкованию и окультуриванию.

Искусственное орошение, особенно методом затопления (при культуре риса), создает сходный переменный окислительно-восстановительный режим, дефицит кислорода, глееобразование, появление сульфидов, сероводорода и серной кислоты. Снижение урожаев риса по этим причинам иногда наблюдается в дельте р. Инд. С другой стороны, в Пакистане фермеры используют окислительно-восстановительные реакции для улучшения орошаемых сульфатно-содовых солончаков, имеющих pH около 10—11. Поля, имеющие содовые солончаки, получают органические удобрения и затапливаются на несколько месяцев водой. Начинается интенсивное анаэробное разложение, восстановление сульфатов и образование сероводорода и сульфидов железа. После впитывания и сброса воды происходит аэрация почвы, образование серной кислоты и разрушение карбонатов натрия с образованием сульфатов; pH значительно снижается.

Биогенность пойменно-дельтовых почв

Территории пойм, дельт и мелководий обычно отличаются исключительно бурным проявлением жизнедеятельности растительных и животных организмов. Влияние организмов на формирование почв сказывается уже в подводной стадии этих ландшафтов. Одноклеточные и многоклеточные водоросли ускоряют накопление аллювиальных отложений, способствуя склеиванию и коагуляции отдельных взвешенных в воде механических частиц. Водолюбивая растительность, произрастающая в изобилии в поймах, устьях и дельтах рек, замедляя течение воды, увеличивает седиментацию осадков. Параллельно с накоплением землистой массы аллювия поймы и дельты зарастают такими гидрофитами, как тростник, осоки, ситник и др.

Водно-аккумулятивные отложения включают мелкоземистые продукты, прошедшие через выветривание и почвообразование на более высоких элементах рельефа бассейна стока. Этот мелкозем характеризуется наличием вторичных почвенных минералов, гумуса и вследствие этого развитой поглотительной способностью. Водно-аккумулятивные отложения «унаследуют» многие из этих признаков и вместе с тем получают дополнительно большое количество свежего и полуразложившегося органического вещества из планктона и бентоса и из намытых отмерших наземных растительных и животных остатков. В толщах свежего аллювия обычно содержится много корневищ и семян растений.

Как показано нами ранее (Ковда, 1946в, 1947; Ковда и Егоров, 1953), почвообразовательный процесс на поемно-дельтовых аллювиальных равнинах включает болотную, лесную и лугово-травянистую фазы. Они могут быть локальными или повсеместными, кратковременными или длительными, но они почти всегда составляют определенное звено в истории начального почвообразования на водно-аккумулятивных равнинах. Эта растительность и сопутствующая фауна являются могущественным фактором преобразования и обогащения свежих водно-аккумулятивных отложений органическими веществами, элементами минерального питания растений, включая микроэлементы (табл. 111). Лугово-болотная растительность вовлекает в биологический круговорот ежегодно до 1000—1800 *кг/га* зольных веществ и обогащает верхние горизонты почв соединениями кальция, калия, серы, фосфора, азота, кремния, железа, алюминия. Лесная и кустарниковая растительность в ландшафтах этого типа также мобилизует и возвращает с опадом громадные количества минеральных веществ, порядка 1000—2000 *кг/га* ежегодно.

В составе опада большое место занимают соединения кремния, кальция и калия. Поэтому болотная и лесная фазы почвообразования на молодых водно-аккумулятивных равнинах приводят к очень глубоким изменениям первичного аллювия.

Лугово-лесная фаза на великих водно-аккумулятивных равнинах сменяется фазой дернового почвообразовательного процесса (Ковда, 1946б, в, 1947, 1954). Смена лесной растительности луговой, включающей многообразные виды злаков, бобовых, разнотравья, сопровождается дальнейшим развитием почвенного плодородия благодаря накоплению в почве органического вещества, вторичных глинных минералов, а также элементов питания растений. Биологический круговорот под пологом луговой растительности при близких грунтовых водах вовлекает в почвообразование до 2000—2500 *кг/га* ежегодно, причем в составе минеральных

Таблица 111

Биологический круговорот минеральных веществ в гидроморфных почвах*, *кг/га*
(данные кафедры почвоведения МГУ)

Растительность и область	Накапливается		Возвращается в почву		
	надземная** часть	корни	надземная часть	корни	всего
Естественный тимофеечно-овсяничный луг поймы Москвы-реки	283—320 / 489,0	1160—1350 / 2251	300 / 489,0	420 / 750,0	720,0 / 1239
Тимофеевка сеяная; пойма Москвы-реки	218—237 / 468,0	1000 / 1763	225 / 468,0	330 / 600	555 / 1068,0
Луга Западной Сибири	320,0 / 617,0	175,0 / 338,0	320 / 617,0	—	550 / 955
Луга Дальнего Востока					
незаболоченные	—	—	—	—	800***
заболоченные	—	—	—	—	1800***

* В числителе — элементы, в знаменателе — окислы.

** Для северных условий величину урожая надземной части необходимо увеличить в полтора раза, так как обычно бывает два укоса и остается отава (10—12 *ц/га*).

*** Окислы.

веществ высоко содержание соединений кремния, алюминия, кальция, калия, фосфора, серы, азота и разнообразных микроэлементов.

Смена лесной растительности луговой на великих водно-аккумулятивных равнинах происходит в процессе саморазвития молодой суши по мере накопления наносов, общего повышения местности, ослабления влияния паводков и понижения уровня грунтовых вод. Хозяйственная деятельность человека во всех зонах, особенно в степных и пустынных, вызывает искусственное, значительно более ускоренное уничтожение тугайных, поемных и долинных лесов и смену их травянистой и галофитной растительностью. Почвообразовательный процесс под пологом луговой травянистой растительности на молодых водно-аккумулятивных равнинах формирует высокогумусные, с развитыми перегнойными горизонтами плодородные лугово-дерновые почвы.

Исследования, произведенные Л. И. Кораблевой и З. А. Прохоровой (1953), показали, что луговые почвы пойм рек Оки, Клязьмы, Москвы по запасам гумуса в метровом слое, равным 200—300, а иногда 360—370 *т/га*, приближаются к черноземам.

Подобные темноцветные луговые почвы пойм и террас развиты широко в долинах Оки, Волги, Кубани, Куры и других рек. Есть основание считать, что почвы близкого типа были предшественниками современных серых лесных почв, черноземов, каштановых и сероземных почв, которые развились позже, при дальнейшем поднятии водно-аккумулятивных равнин, их ксерофитизации и опускании зеркала грунтовых вод.

Фауна пойм и дельт исключительно богата и разнообразна, и ее почвообразующее значение столь же велико и своеобразно, как и значение флоры. Роющие животные плотно населяют почвы и грунты пойм и дельт. Так, количество мезофауны в пойменных почвах Клязьмы в 20-сантиметровом слое с 1 $м^2$ составляет до 740 экз. и до 100—130 *г* по весу (Гельцер, 1968).

Аналогичную роль в дельтах субтропических и тропических рек выполняют крабы. Бесчисленное количество крабов обитает в толщах дельтового аллювия. Камеры и галереи крабов пронизывают аллювий в разных направлениях. Перемешивание крабами грунта и переработка ими органического вещества в конечном счете также способствуют маскированию и исчезновению первоначальной слоистости дельтового аллювия.

По мере обсыхания пойм и дельт в преобразовании аллювия в гомогенную породу и почву все бо́льшая роль начинает принадлежать мышевидным грызунам, которые в изобилии поселяются на террасовых почвах. Так, по наблюдениям Н. А. Димо, в Алазанской долине (Грузинская ССР) на 1 *га* целинных почв насчитывается от 10 000 до 45 000 отверстий — норок мышевидных (табл. 112).

Таблица 112

Число норок грызунов в почвах Алазанской долины

(Димо, 1941)

Число норок на 1 *га*	Среднее	Максимальное	Минимальное
Всего	31 264	45 000	10 000
со свежими выбросами почвы и растительных остатков	11 415	20 000	2 500

Выбрасываемая мышевидными масса составляет до 50 *т/га*. При такой интенсивности роющей деятельности в течение столетия перемешивается слой почвы в 30 *см*. Если к этому добавить результаты роющей деятельности крупных грызунов и червей, а также таких насекомых, как термиты и муравьи, то можно легко представить механизм постепенного исчезновения первичной слоистости водно-аккумулятивных отложений. Н. А. Димо также указывал на утрату первичными болотно-глеевыми почвами дельты Риони признаков слоистости на глубину до 100—120 *см* под воздействием землеройной работы червей, медведок и т. д. (Димо, 1941). Вообще можно принять, что животные в течение одного-двух столетий подвергают глубокой биологической и механической переработке толщу почвы, равную 0,5—1 *м*.

Деятельность роющих животных, а также корней и корневищ растений приводит к тому, что первичная слоистость и неоднородность в механическом составе и в физических свойствах, характерные для аллювия и поемно-дельтовых почв, полностью исчезает примерно ко времени обособления третьих речных террас. Это занимает, по-видимому, не менее 10—15 тыс. лет. Перемешивание и перенос землистого материала роющими животными и насекомыми из горизонта в горизонт, постепенное исчезновение органических остатков аллювиального происхождения — все это приводит к преобразованию неоднородного слоистого аллювия в более или менее гомогенную толщу осадочной четвертичной породы. Создается скважность, макро- и микроструктура грунтов и почв и приобретается известная равномерность основных физических свойств по профилю, с максимальным развитием влагоемкости и водопроницаемости в верхних структурных горизонтах. Это показано С. А. Владыченским на примере Волго-Ахтубинской поймы (Владыченский, 1955).

Совокупное воздействие животных, корневых систем травянистой и древесной растительности при пресных грунтовых водах приводит к формированию в пойменнных дерновых почвах характерного богатого гумусом структурного рыхлого горизонта, обладающего оптимальными физическими свойствами: хорошей водопроницаемостью и высокой влагоемкостью.

Почва	Общая влагоемкость, $м^3/га$
Дерново-луговая маломощная	2888
Дерново-луговая маломощная	2516
Дерново-луговая темноцветная	4081

Особенно следует отметить приобретение лугово-дерновыми почвами пойм и дельт агрономически ценной структуры ореховато-зернистого типа. Так, в почвах Волго-Ахтубинской поймы намечается связь возрастания количества водопрочных агрегатов с продолжительностью дернового почвообразовательного процесса на аллювиальных отложениях (табл. 113).

Таблица 113

Структура почв Волго-Ахтубинской поймы
(Владыченский, 1955)

Ряд	Почва	Содержание водопрочных агрегатов размером 10—0,25 *мм*, %
Ильменно-болотный	Ильменно-болотная	82—89
	Ильменно-луговая	50—73
	Дерново-луговая темноцветная	64—85
Луговой	Мало сформированная	57—76
	Дерново-луговая маломощная	49—81
	Дерново-луговая темноцветная	64—85

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОМОРФНОГО ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Учение о почвообразовательных процессах в поймах, дельтах и других аналогичных ландшафтах (приморских и приозерных низменностях, приледниковых и послеледниковых разливах и т. д.) представляет собой обширный, хотя еще недостаточно разработанный, раздел современного теоретического почвоведения. Пожалуй, главная особенность почвообразования в поймах и дельтах заключается в накопительном типе баланса вещества, что обязано причудливому сочетанию общих условий и биогенной аккумуляции с могущественным влиянием водных масс, накоплением аллювия и химических осадков. В почвообразовательных процессах в поймах и дельтах необычайно велики и резко проявляются также последствия хозяйственной деятельности человека, которая началась в этих ландшафтах значительно раньше, чем в суходольных условиях.

В первом приближении необходимо различать следующие этапы гидроморфного поемно-дельтового почвообразования: в подводных усло-

виях мелководий; в земноводных условиях при периодической смене затопления и наземного режима; в условиях капиллярно-грунтового питания (интенсивного, а затем слабого); после отрыва почвенного профиля от грунтовых вод почвообразование вступает в неоавтоморфную стадию (палеогидроморфные почвы).

Почвообразование в условиях мелководий

Мелководные пространства авандельты, эстуариев и заливов, пойменных и дельтовых озер являются ареной своеобразного подводного почвообразовательного процесса. По тем ограниченным данным, которые к настоящему времени имеются у почвоведов и геохимиков, сущность подводного почвообразования можно характеризовать следующим образом.

В числе биогенных факторов почвообразования ведущее значение принадлежит деятельности водолюбивой растительности, особенно водорослям, которые ускоряют накопление и скрепляют аллювий (например, Lostra marina у берегов Скандинавии), тростнику, камышу, сусаку, стрелолисту, чакану, рдестам, кувшинкам (в подводной дельте Волги и Дуная). И. И. Плюснин (1938) отмечает в числе представителей подводной растительности в устье р. Волги рдесты, сусак, рупию, наяды, уруть и др. В зарастающих озерах дельты Волги, кроме того, процветают многочисленные виды чакана, вейника, осок, тростник. В опресненных заливах и озерах дельты Дуная обильно произрастают тростник, рогоз, камыш трехгранный, рдест, уруть, ежеголовка, кувшинка белая, телорез.

Подводная растительность накапливает тонкий глинистый и коллоидный аллювий, который пронизан корнями и стеблями и является местообитанием колоссального населения высших и низших животных и микроорганизмов. В конечном счете образуются топи, зыби, надводные ковры плавающей растительности, которая служит субстратом для поселения уже менее водолюбивой растительности. Постепенно, с накоплением органо-аллювиальной массы, начинают господствовать камыш, тростник и чакан.

Следует иметь в виду, что при культуре риса (особенно когда в тропиках в течение года получают 2—3 урожая) на полях складываются сходные условия «культурного подводного почвообразовательного процесса». Подводное почвообразование сходного характера также широко распространено на затопленных мелководных пространствах искусственных водохранилищ, построенных на больших и малых реках. Наконец, подводное почвообразование происходит на массивах, где производятся кольматажные мелиорации болот (в дельте р. Риони, на низменностях Южной Франции).

Постоянное наличие водного горизонта при обилии органических остатков обусловливает дефицит кислорода и господство анаэробного восстановительного режима. Донная флора и фауна, а также отмирающие бентос и планктон водоемов создают значительные массы органического вещества сапропелевого характера. Живущая и отмершая растительная масса в сочетании с анаэробным режимом приводит к образованию и накоплению значительных толщ осоково-тростникового торфа. Мощность торфяников достигает на севере 2—4 *м*, а в водоемах субтропических и тропических областей 8—10 *м* (например, в дельте Риони). Торф переслаивается древесиной или перемешан с отложениями тонкого илистого материала.

Подводные почвы мелководий представляют собой сочетание тонких фракций песка и пыли, ила и глин с органическими остатками, продуктами жизнедеятельности подводных организмов и с биогенными и хемогенными донными осадками. В пресноводных водоемах Полесья, например, образуются донные илистые сапропелевые отложения, содержащие пластическую коллоидную глину, обогащенную кремнеземом, окислами алюминия, железа и марганца, а также до 15—25%, иногда и до 40—75% органического вещества. В донных почвах обнаруживаются углекислый кальций, опал, глауконит, вивианит, различные микроэлементы (Лукашев, 1958а).

Прогревание, аэрация, испарение и транспирация воды растительностью ведут к непрерывному химическому и биохимическому осаждению приносимых со стороны углекислого кальция, сидерита, кремнезема, полуторных окислов и продуктов их взаимодействия. Часть соединения железа осаждается в форме двухвалентных и трехвалентных гидроокисей, а также в форме ферри- и ферросиликатов (нонтронит, глауконит, железистый монтмориллонит).

Восстановительный режим, особенно в присутствии органических остатков, способствует интенсивному образованию метана, аммиака, сероводорода, а также сернистых соединений железа и марганца в виде черно-синей массы гидротроиллита, марказита. Соединения фосфора и железа образуют целую серию минералов фосфорнокислой закиси железа, характерных для подводных условий. Среди них особо нужно назвать вивианит, который на воздухе приобретает ярко-голубую окраску. Соединения окислов железа и марганца образуют скопления, конкреции и стяжения в форме горошин, ядер, а также трубок вокруг корней растений. Иногда скопления соединений железа и марганца образуют даже особый род рудных месторождений (болотные руды).

Исследования субаквальных отложений четвертичного периода в дельтах Дуная и Прута показали, что подводное превращение терригенных осадков (диагенез), происходящее под влиянием организмов, органических остатков, прогревания водоема и испарения воды (т. е. под влиянием подводного почвообразования), сопровождается новообразованием ряда компонентов, которые затем унаследуются, хотя и изменяются сухопутной фазой почвообразования. Особое место занимает при этом синтез вторичных глин (коллоидных и окристаллизованных), в частности синтез монтмориллонита.

Накопление пигментов, пленок, зерен, конкреций и прослоев соединений железа, марганца, титана также является постоянным признаком субаквальных осадков и почв мелководий зоны дельт Дуная, Прута, Днепра. То же происходит с карбонатами кальция, а также с гипсом, образующими разнообразные формы скоплений и конкреций. Следы органических остатков, погребенных водно-аккумулятивными наносами, в частности корешков и стеблей, фиксируются трубками, нитями или сложными узорами вторичных глин, полуторных окислов, углекислого кальция.

В тех случаях, когда водоем засолен (приморские условия, соляные озера и грязи), подводное почвообразование сопровождается интенсивным соленакоплением. Образуются донные осадки гипса, сульфата натрия, мергеля. Иногда возникают своеобразные солончаковые болота, в которых тростниковый торф содержит не только углекислый кальций и гипс, но также и легкорастворимые сернокислые и хлористые соли. Такие засоленные тростниковые болота встречаются в Западно-Сибирской низ-

менности, иногда в приморских лиманах Кубани, в дельтах Амударьи, Хуанхэ, Ляохэ.

Мелководья живут переменным водным режимом, поэтому толща подводных отложений и почв приобретает ту или иную слоистость и ярусность. Периодическое обсыхание водоемов при регрессиях сопровождается усилением темпов почвообразования. Повторные затопления при трансгрессиях или послеледниковых разливах вызывают перерывы в почвообразовании.

Продукты подводного почвообразования характеризуются интенсивным накоплением элементов потенциального плодородия, представляющих хозяйственный интерес после проведения осушительных мероприятий. Осоково-тростниковый торф, кроме того, используется в качестве удобрения. Подводные почвенно-растительные ландшафты играют также громадную роль в рыбном хозяйстве, являясь местами нерестилищ, а также первичного развития молодняка рыб. В случаях застойного водообмена подводное почвообразование сопровождается господством анаэробного режима и образованием значительных количеств сероводорода и сернистых металлов. В этой обстановке создаются неблагоприятные условия для существования рыб. Там, где имеется удовлетворительный водообмен, где произрастает пышная растительность и в процессе фотосинтеза продуцируются большие количества кислорода, анаэробный режим не проявляется и создаются особо благоприятные условия для рыбного хозяйства.

Процесс подводного почвообразования и накопления плодородного аллювиального материала может быть в случае необходимости ускорен и направлен человеком. Лучшие примеры кольматации, осушения и освоения подводных почв можно наблюдать в Нидерландах. В этой стране с большой плотностью населения и недостатком пахотных земель уже несколько столетий осуществляется строительство водозащитных дамб, ветряных наносных установок и дренажных каналов. Аллювиально-землистая толща наращивается вверх путем естественного накопления или искусственного кольматажа. Толщи песков постепенно перекрываются иловато-песчаным и глинистым материалом. После дренирования и откачки вод территория осваивается под пастбища и полеводство. При появлении вторичной кислотности производится интенсивное известкование (Pons, Zonneveld, 1965).

Процесс трансформации подводных почв в наземные изучался голландскими исследователяли (Ван Беммелен, Гиссинк, Зуур, Зонневельд, Понс, 1886—1965 гг.). Ими введено понятие «начальное» почвообразование и «созревание» подводных осадков в наземные почвы. Этот сложный многосторонний процесс включает: испарение, дегидратацию, возрастание плотности, уменьшение объема и оструктуривание почвы (физическое созревание); окисление сульфидов и восстановленных соединений железа, марганца, изменения карбонатов, фосфатов и состава обменных катионов (химическое созревание); превращения первичных органических веществ, синтез и разложение новой растительной биомассы; транспирацию воды и приток кислорода, работу роющих животных, ведущую к гомогенизации (биологическое созревание).

Очень важными сторонами «созревания» подводных почв на пути их превращения в наземные является потребление и преобразование животными и бактериями первичного органического вещества. Обезвоживание подводных почв сопровождается окислением, просыханием, коагуляцией коллоидов, новообразованием вторичных минералов и особенно их кри-

сталлизацией. Естественно, что при этом происходит очень сильная осадка почв (на 50—60 *см* за 100—200 лет).

Большой научный и производственный опыт превращения подводных почв в наземные культурные луговые был осуществлен в СССР в Колхиде (дельта р. Рионы). Искусственный кольматаж болот аллювием Рионы позволил за несколько лет создать большой массив высокопродуктивных луговых почв, обладающих развитым структурным гумусовым горизонтом и активной биодинамикой.

Аллювиально-луговое почвообразование в земноводных условиях

По мере роста и оформления пойм и дельт меняются их гидрология и условия осадконакопления; постепенно обособляются повышенные пространства и острова, периодически попадающие в наземные сухопутные условия. Затопление молодой суши полыми водами происходит периодически, но в течение каждого года сменяется обсыханием поверхности. Чем интенсивнее идет процесс наложения новых толщ аллювия, тем быстрее наступает земноводный режим, под которым мы понимаем постоянную перемежаемость половодий и обсыхания, свойственную развитым, зрелым элементам поверхности пойм и дельт. Этот режим сохраняется и на высокой пойме. Иногда спорадические, хотя и не ежегодные наводнения могут заливать даже I надпойменную террасу, как это характерно для рек бассейна Амура.

Соответственно условиям водного режима и регулярно-прерывистому накоплению аллювия на поймах складывается растительный покров. Озерно-болотная флора, характерная для подводного режима, сменяется осоковыми, злаками, а также разнотравьем, свойственными условиям периодического затопления и обсыхания.

Обязательным и постоянным элементом растительности пойм и периодически затопляемых частей дельт являются древесные породы и кустарники. Лесная растительность достигает необыкновенно пышного развития в поймах и дельтах влажных тропиков и субтропиков (реки Нигер, Амазонка, Ганг). Прекрасно развиваются леса на поймах и дельтах в бореальном поясе. В настоящее время в обжитых районах трудно восстановить естественные размеры и состав древесной растительности в поймах и дельтах, так как в большинстве она уничтожена или сильно изменена человеком. Однако следует считать, что в условиях земноводного почвообразовательного процесса лесная растительность была обязательным и весьма эффективным фактором почвообразования. Продолжительность существования лесного покрова в разных условиях климата различна. Наибольшей жизненностью лесной покров отличается в поймах и дельтах рек влажных областей. В пустынных и полупустынных ландшафтах лесной покров в поймах и дельтах сравнительно быстро отмирает под влиянием соленакопления. Однако и здесь, в хорошо затопляемых поймах и дельтах таких рек, как Кура и Амударья, тугайные леса достигают прекрасного развития, особенно на опесчаненных массивах.

В отличие от подводного почвообразования почвообразовательный процесс на обсыхающих поймах и дельтах проходит после кратковременного затопления (недели, 2—3 месяца) с отложением свежего наилка и временным анаэробиозисом, при господстве аэробного режима. Горизонты лугово-дерновых почв и корневая система пойменно-дельтовой растительности находятся под непрерывным воздействием восходящих капил-

лярных токов от зеркала грунтовых вод. Это обогащает почву минеральными соединениями и влагой, способствующими росту растительности. Оптимальные условия водного и минерального питания поемно-дельтовой растительности приводят к обильному развитию биомассы и, в частности, корневой системы, большому количеству гумуса в почве, широкому размаху биологического круговорота минеральных веществ и азота.

Как и в подводном почвообразовании, общий баланс веществ здесь положительный, так как происходит совпадающее во времени и в пространстве накопление аллювия, биогенных продуктов почвообразования и геохимическое накопление веществ, выпадающих в осадок из грунтовых вод при эвапотранспирации.

Перемежаемость окислительно-восстановительных условий и обилие органических веществ в поймах и дельтах создают благоприятные условия для образования и миграции двууглекислых и органо-минеральных комплексных соединений восстановленных форм соединений железа, марганца и их спутников — никеля, кобальта. Поэтому в грунтовых водах и в почвенных растворах пойм и дельт всегда присутствуют подвижные соединения железа и марганца (особенно, если реакция среды слабокислая — тайга, субтропики и тропики), которые аккумулируются близ поверхности почв, в горизонтах скопления корешков травянистой и древесной растительности. В итоге происходит интенсивное новообразование вторичных соединений (конкреций, трубок, прослоев) железа и марганца во всей толще почвы над грунтовой водой. Максимум скопления вторичных соединений железа и марганца обычно отмечается в верхних 20—30 *см* почвы, пронизанных и скрепленных корнями (рис. 109).

Соединения железа и марганца, коагулируя раздельно или с органическим веществом и кремнеземом, образуют в пойменных лугово-дерновых почвах прочную зернистую структуру, по форме похожую на структуру черноземов, но совершенно другого происхождения. Находящиеся в грунтовых водах в растворенном состоянии соединения кремния и алюминия образуют вторичные глинные минералы типа иллита, смешанно-слойных минералов или монтмориллонита, что ведет к гидрогенному оглинению первоначального аллювия. Многочисленные аналитические данные свидетельствуют о том, что гидрогенная аккумуляция распространяется не только на соединения железа, но и на соединения алюминия и кремния.

В соответствующих геохимических и относительно аридных климатических условиях из грунтовых вод и капиллярных растворов выпадают в осадок соединения углекислого кальция, гипс, иногда углекислый или двууглекислый натрий, сульфаты и хлориды натрия, магния и калия. В последних случаях (в условиях пустынного климата) формируются сильно засоленные почвы.

Чаще, однако, на поймах и периодически затопляемых частях дельт образуются темноокрашенные (серые, черные) луговые почвы и слоисто-луговые почвы, в которых более или менее ясно различается слоистость почвообразующей породы при наличии развитого гумусового горизонта. Нередко обнаруживаются погребенные горизонты и оглеение над уровнем грунтовых вод.

В пределах ландшафта пойм и дельт можно проследить целый ряд переходов от лугово-болотных и болотно-луговых почв к типичным полноразвитым высокоплодородным луговым и дерновым почвам. Наиболее полно развит лугово-дерновый процесс в поймах и дельтах при бикарбо-

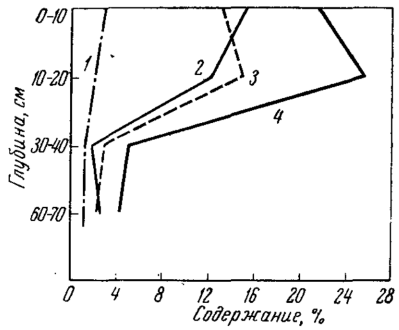


Рис. 109. Аккумуляция окислов в торфяно-перегнойно-железистой пойменной почве (данные З. Н. Горбуновой, 1961)
1 — Al_2O_3;
2 — SiO_2;
3 — Fe_2O_3;
4 — $R_2O_3+P_2O_5$

натно-кальциевых грунтовых водах, т. е. в зонах коричневых, желтоземных, бурых лесных, подзолистых почв, черноземов, почв саванн. При этом формируются мощные (до 70—200 *см*) высокогумусные (до 5—15%) структурные черноцветные влажные луговые почвы. Как можно видеть из данных табл. 114, 115, эти почвы отличаются высокой поглотительной способностью, порядка 40—60 *мг-экв,* преобладанием в составе обменных катионов кальция, достаточной обеспеченностью соединениями фосфора, азота и калия.

На первых и вторых надпойменных террасах таких рек, как Волга, Дон, Кубань, Днепр, Дунай, Самарка, Иргиз, Кутулук и др., известны так называемые террасовые или луговые «черноземы». Это в недавнем прошлом лугово-дерновые почвы, сформированные на бывших пойменных террасах рек. Их исключительно большая мощность и высокое плодородие обязаны лугово-дерновому поемному генезису в прошлом. Почвы подобного рода широко распространены на затопляемых и недавно обсохших равнинах Западно-Сибирской низменности, Зейско-Буреинской равнины, на равнинах Сунгари. Лугово-черноземные почвы сходного характера описаны в Тамбовской низменности.

В тех случаях, когда пойменные и дельтовые равнины с помощью искусственных дамб или водохранилищ защищены от наводнений, лугово-дерновые почвы широко используются в земледелии, отличаясь весьма высоким плодородием. Многие колхозы Московской области имеют весьма ценные земельные угодья на поймах рек Москвы, Оки, Клязьмы, Яхромы и др. На этих земельных угодьях возделываются высокопродуктивные огородные культуры.

Автор исследовал луговые и лугово-дерновые гидроморфные почвы аллювиальных равнин КНР от бассейна рек Амур и Сунгари на севере до рек Янцзы и Чжуцзян (Жемчужная) в южных субтропических и тропических районах (Ковда, 1958). Будучи почвами гидроморфного типа, луговые почвы Китая в самых сухих районах с преобладанием испарения над стоком отличаются тенденцией резко выраженного накопления карбонатов и бикарбонатов натрия, влекущего за собой значительное возрастание общей щелочности и pH в верхних горизонтах. Только горно-луговые почвы Китая имеют кислую реакцию среды (pH=4,8—5,4). Слабокислые разновидности имеются в числе черноземовидных луговых почв и в луговых субтропических (pH=6,2—6,8). Однако в преобладающем числе pH луговых почв выше 7. При этом pH черноземовидных луговых и луговых субтропических аллювиальных почв главным образом находится в пределах 8,6—7,2. Луговые же заболоченные и

Таблица 114

Химические свойства почв в поймах рек Камы, Вятки и Белой
(Добровольский, 1968)

Почва и местоположение	№ разреза	Горизонт, глубина, *см*	Гумус, %	pH суспензии		Сумма поглощенных оснований	Гидролитическая кислотность	Степень насыщенности основаниями, %	Подвижные формы, *мг* на 100 *г* почвы		
				водной	солевой	*мг-экв*/100 *г*			N	P_2O_5	K_2O
Луговая глееватая. Пойма р. Вятки, Уржумский р-н Кировской обл.	101	А 0—10	5,78	4,5	3,7	25,9	14,18	64	19,26	1,00	12,67
		B_1 18—28	5,32	3,4	3,2	22,4	27,83	45	22,30	1,25	8,26
		B_1 32—42	2,04	4,3	3,0	—	—	—	—	—	—
Луговая черноземовидная. Пойма р. Камы, Мензелинский р-н Татарской АССР	42	А 0—11	5,79	5,8	4,7	48,5	6,07	89	13,97	4,50	8,74
		А 11—21	3,82	5,9	4,4	44,3	5,53	87	—	—	—
		А 40—50	3,46	5,6	4,1	41,0	8,51	83	—	—	—
		B_1 54—64	2,88	5,2	4,0	—	—	—	—	—	—
		B_2 70—80	2,26	5,6	4,2	—	—	—	—	—	—
Лугово-черноземная. Пойма р. Белой, Дюртюлинский р-н Башкирской АССР	50	А 3—13	8,79	5,6	4,9	50,5	5,41	90	10,53	4,15	12,08
		А 15—25	6,69	6,0	4,8	47,0	4,43	91	—	—	—
		B_1 29—39	3,91	—	—	39,5	—	—	—	—	—
		B_2 40—50	1,76	—	—	33,0	—	—	—	—	—

Таблица 115

Химические свойства луговых почв в поймах Москвы-реки, Оки и Клязьмы

(Добровольский, 1968)

Почва и местоположение	Горизонт, глубина, *см*	Гумус, %	pH суспензии		Подвижные формы, *мг* на 100 *г* почвы			Примечание
			водной	солевой	N	P_2O_5	K_2O	
Пойма Москвы-реки	0—10	4,48	7,4	7,2	6,1	70,0	12,1	Из работы Л. И. Кораблевой и З. А. Прохоровой. Почвоведение, № 10, 1953 г.
Почва центральной поймы. Бывш.	20—30	4,54	7,2	6,8	7,0	73,0	10,7	
Виноградовский р-н Московской обл.	30—40	3,19	7,5	7,0	8,6	85,0	10,0	
Почва центральной поймы, г. Коломна	0—20	—	—	—	7,9	16,9	17,1	Из работы З. А. Прохоровой. Почвоведение, № 1, 1957 г.
	20—40	—	—	—	—	15,7	13,7	
Пойма Клязьмы	A_0 0—5	—	4,9	3,7	—	—	—	Анализ Н. Ф. Тятковой
Луговая почва	A_1 5—15	5,62	4,9	3,7	17,1	0,79	8,8	
Владимирская обл.	B 20—30	1,40	5,4	4,7	—	—	—	
Луговая почва.	0—10	5,21	5,0	3,8	10,5	2,8	8,5	Анализ А. П. Лобутева
Владимирская обл.	13—18	3,92	5,8	4,0	8,1	3,3	2,6	
Пойма Оки	A 0—5	6,00	6,1	5,7	—	8,0	19,6	Из работы Д. Г. Виленского «Почвенный покров Мещерской низменности»
Луговая слабооглеенная почва	A 5—15	3,66	6,5	5,6	—	—	—	
Рязанская обл.	B 45—55	2,39	6,1	4,6	—	5,0	21,6	
Дерново-луговая почва	A 0—5	—	5,3	4,6	—	—	—	Анализ лаборатории кафедры почвоведения МГУ
Рязанская обл.	A 5—15	4,56	5,1	4,9	8,1	14,1	14,4	
	B 23—33	3,85	5,1	3,9	8,4	8,5	9,1	

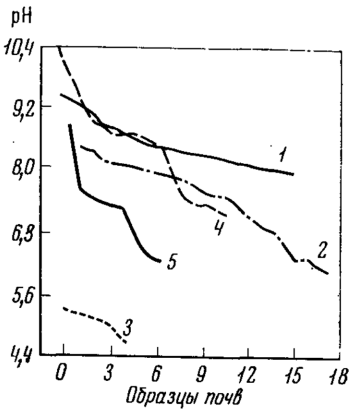


Рис. 110. Варьирование pH в верхнем горизонте луговых почв восточных областей КНР (Ковда, 1959)

1 — светло-луговые, иногда засоленные;
2 — луговые субтропические аллювиальные;
3 — горно-луговые;
4 — луговые заболоченные, иногда засоленные;
5 — черноземовидные луговые

светло-луговые почвы Северо-Восточного, Северного и Восточного Китая иногда характеризуются высокой общей щелочностью и pH порядка 9—10 и даже 10,4 (рис. 110).

Особенности луговых почв закономерно меняются на протяжении от Амура к Гуанчжоу. Луговые почвы провинции Хейлунцзян отличаются большим содержанием гумуса (5—20%), мощным гумусовым горизонтом (иногда до 150—200 *см*), бескарбонатностью, иногда слабой гипсоносностью; южнее, в районе Аньда, гумусность в луговых почвах снижается (3—5%), они становятся карбонатными и часто имеют черты содового и содово-сульфатного заселения. На широтах Тяньцзиня и Пекина луговые почвы всегда карбонатны, малогумусны и более или менее сильно подвержены хлоридному, хлоридно-натриевому и хлоридно-магниевому засолению (часто с примесью соды). К югу от Шаньдунского п-ова до левого берега р. Янцзы распространены луговые почвы, имеющие карбонатные горизонты, но почти не подверженные засолению, исключая приморские зоны. В районе Шанхая и южнее распространены бескарбонатные, нейтральные луговые почвы. В тропических же областях луговые почвы характеризуются не только бескарбонатностью, но иногда и ненасыщенностью основаниями.

Луговые почвы Китая закономерно меняются также и в направлении с востока на запад, делаясь малогумусными, менее мощными, щелочными и более засоленными. Темные луговые почвы в настоящее время являются главной базой земледелия на севере Китая. На них успешно возделываются: пшеница, ячмень, соя, гречиха, просо, чумиза, овощи и бахчевые культуры. Природное плодородие черноземовидных луговых почв исключительно высоко, они составляют главное богатство равнин Маньчжурии. Нередко они без удобрения дают урожай пшеницы до 40 *ц/га*.

Светлые луговые почвы северокитайских и восточнокитайских аллювиальных равнин освоены и являются одной из главных баз земледелия Китая. В наибольшей степени изменены древней сельскохозяйственной культурой луговые почвы территории древнедельтовых равнин Хуанхэ, Хуайхэ, Янцзы, Чжуцзян и других рек Юго-Восточного Китая. Здесь природный почвообразовательный процесс, протекавший в прошлом по типу болотного и лугово-болотного, в настоящее время идет по типу культурного лугового процесса.

На других континентах мира в аналогичных геоморфологических и гидрогеологических условиях формируются сходные темные и светлые

луговые гидроморфные почвы. Автор наблюдал их на древних водно-аккумулятивных равнинах Северной Америки, на древних аллювиально-дельтовых равнинах рек Ла-Платы и Амазонки в Южной Америке, на аллювиальных равнинах Австралии и Центральной Африки.

Рассмотренные черты лугово-дернового почвообразовательного процесса в большей или меньшей мере прослеживаются в поймах и дельтах рек разных природно-климатических зон суши. В условиях пустынь и полупустынь лугово-дерновая стадия почвообразования сравнительно кратковременна и быстро сменяется процессом солепакопления. В поймах и дельтах рек степей, прерий, саванн и особенно влажных лесных областей лугово-дерновая стадия почвообразования характеризуется большой продолжительностью и широкой пространственной выраженностью. В областях тропического и умеренно теплого климата черные луговые почвы отличаются большей мощностью (1—2,0 *м*) и высокой продуктивностью.

Одной из важнейших особенностей динамики поемных лугово-дерновых почв является периодическое переувлажнение их с поверхности паводковыми водами и обогащение аллювием, содержащим очень тонкий ил, а также электролитами, находящимися в воде. Этот же тип динамики складывается в орошаемых почвах. Каждый полив приносит на поля определенные количества илистого материала и легкорастворимых солей, содержащихся в поливных водах. Поэтому культурный почвообразовательный процесс на орошаемых полях приобретает существенное сходство с процессом на временно затопляемых поемно-дельтовых равнинах. Это сходство усиливается тем, что, как и почвообразование в земноводных условиях пойм и дельт, почвообразование на орошаемых полях часто происходит при постоянном воздействии грунтовых вод, лежащих на глубине 1,5—3 *м*, т. е. в пределах влияния капиллярной каймы.

Почвообразование в условиях капиллярно-грунтового увлажнения

По мере наращивания высоты суши благодаря отложению нового аллювия прирусловые части, а затем постепенно пойма и верхняя дельта в целом перестают подвергаться затоплению. Паводковые воды все реже и реже покрывают их поверхность, затем наступает господство суходольного режима. Этому способствует общее тектоническое поднятие местности, врезание русел рек и превращение пойм в надпойменные террасы. Такие условия могут наступить, если пойма или дельта покидается рекой и обсыхает. Создание искусственных водохранилищ также приводит к прекращению паводкового затопления в нижнем бьефе и к осуходоливанию пойм и дельт. При сооружении дамб вдоль русел рек в поймах и дельтах также происходит изменение в направлении почвообразовательного процесса от земноводного типа к сухопутно-гидроморфному.

Таким образом, причины прекращения периодического паводкового затопления пойм и дельт или их отдельных частей могут включать как чисто природные явления, так и связанные с хозяйственной деятельностью человека.

Поверхностное затопление надпойменных террас или низменностей и дельт прекращается, однако еще долго сохраняется подпочвенное капиллярно-грунтовое увлажнение (кроме атмосферного). Поэтому на I и II надпойменных террасах рек или на эквивалентных им поверхностях дельт и низменностей грунтовые воды долгое время (примерно до перехода II террасы на уровень III надпойменной террасы) остаются на от-

носительно высоком уровне (1,5—3—5 *м* от поверхности) и через капиллярную кайму активно участвуют в почвообразовательном процессе и в питании растений. Из грунтовых вод через капиллярную кайму, через корни и вместе с растительным опадом в почву поступают разнообразные химические соединения, принесенные со стороны. Активная биогенная аккумуляция веществ в почве в этих условиях сопровождается активной геохимической аккумуляцией; тем самым сохраняется накопительный баланс веществ при почвообразовании.

Судьба почвообразовательного процесса при капиллярно-грунтовом увлажнении весьма сильно зависит от общеклиматических и ландшафтно-геохимических условий. В областях сравнительно влажного климата, с достаточным количеством атмосферных осадков, при хорошо выраженной циркуляции и оттоке почвенно-грунтовых вод на низменностях, террасах и дельтах после прекращения периодических наводнений и накопления аллювия начинается общая ксерофитизация, сокращаются и исчезают заболоченные участки, усиливается минерализация торфянистых органических веществ, анаэробные периоды, связанные с затоплением, сменяются окислительным режимом.

Луговая и лесная растительность, бурно развиваясь, производит большую биомассу, обогащает почву гумусом и зольными веществами. Развивается дерновый почвообразовательный процесс, элементы болотного режима исчезают. Почвообразование проходит под влиянием луговой и лугово-лесной растительности, грунтовых и дождевых вод. Формируются незатопляемые темные высокогумусные луговые, лугово-дерновые почвы капиллярно-гидроморфного режима, высокого плодородия. Такого рода незаливные лугово-дерновые черноземовидные почвы известны на I и II древних надпойменных террасах рек Кубани, Дуная, Днепра, в старых дельтах рек Восточного и Юго-Восточного Китая, на древних аллювиальных равнинах Поволжья, Кавказа, Западной Сибири.

На древних аллювиальных равнинах Аргентины, Уругвая, а также на террасах Миссисипи и Миссури в условиях сухого и жаркого климата обсыхание и ксерофитизация низменностей и поемно-дельтовых равнин иногда приводят к превращению лугово-дерновых почв в слитые бесструктурные монтмориллонитовые почвы или в солонцы-солончаки.

Периодические паводки в поймах и дельтах рек полупустынных и пустынных зон поддерживают опресненность почвенного покрова и грунтовых вод. Легкорастворимые соли, накапливающиеся в поемно-дельтовых почвах в сухой сезон года, смываются и вымываются паводковыми водами. После ослабления или прекращения паводков в почвах устанавливается господство испарения и транспирации грунтовых вод, лежащих на сравнительно небольшой глубине (2,5—5 *м*). Это ведет к монтмориллонитизации почвы или к ее осолонцеванию и засолению. На ранних стадиях соленакопления лугово-дерновые почвы обогащаются слабыми растворами соды, гелями кремнезема, аморфными или окристаллизованными глинами (бейделлитом, монтмориллонитом, иллитом), утрачивают зернистую структуру, сплываются, делаются плотными, глыбистыми или слитыми.

Темные слитые почвы гидроморфного происхождения весьма широко распространены на I и II надпойменных террасах или на низменностях эквивалентного уровня в зонах теплого сухого климата степей, саванн, ксерофитных лесов.

Длительное существование капиллярно-гидроморфного почвообразовательного процесса и гидрогенной аккумуляции солей в условиях сухо-

го жаркого климата приводит к тому, что бывшие поемно-дельтовые луговые почвы на уровне I и II террас со временем почти повсеместно осолонцовываются или засоляются. Наблюдениями в долинах и дельтах Дона, Куры, Терека, Амударьи, Сырдарьи, Волги, Нила, Ганга, Инда установлено, что поемно-дельтовый аллювий в случае ослабления и прекращения паводкового режима делается заметно засоленным через 25—75 лет после начала устойчивого суходольного капиллярно-гидроморфного почвообразования.

Слитообразование и засоление лугово-дерновых почв водно-аккумулятивных равнин наносит большой ущерб народному хозяйству. Опасность засоления поемно-дельтовых почв не всегда учитывается в проектах строительства гидроузлов, защитных обвалований против наводнений и других гидротехнических сооружений в поймах и дельтах.

Создание гидротехнических сооружений в поймах и дельтах рек (гидроузлы, оросительные системы, защитное обвалование) должно обязательно включать систему мероприятий по регулированию водно-солевого режима поемно-дельтовых равнин нижнего бьефа. Нужно обеспечивать периодическое правильное увлажнение и дренаж поемно-дельтовых территорий с целью регулирования солевого режима почв, предупреждения их засоления и сохранения высокой продуктивности и плодородия.

Известно, что бóльшая часть равнин в настоящий период испытывает постепенное поднятие. И при абсолютном, и при относительном поднятии суши (например, усыхание Каспийского моря) древние водно-аккумулятивные равнины постепенно полностью переходят от земноводного и капиллярно-гидроморфного режима к чисто сухопутному автоморфному режиму, когда исключается влияние паводковых и грунтовых вод на почвообразовательный процесс и произрастающую растительность. Это происходит примерно при образовании III надпойменных террас и синхронных им поверхностей палеогидрогенного происхождения.

По мере поднятия древних дельтово-аллювиальных равнин грунтовые воды постепенно уходят вглубь. При глубине грунтовых вод 7—8 *м* и более капиллярная кайма отрывается от почвенных горизонтов и аккумулирующее влияние почвенно-грунтовых вод на почвообразовательный процесс и на растительность практически прекращается. На уровне IV и более высоких древних террас и синхронных им водно-аккумулятивных равнин признаки древнего гидроморфизма имеют остаточный характер (палеогидроморфизм).

Параллельно этому в почвообразовательном процессе усиливается роль общезональных биогеографических условий. Почвы высоких древних надпойменных и наддельтовых террас по своему характеру постепенно приближаются к развитым автоморфным почвам данной климатической зоны. В них, однако, можно отчетливо различить реликтовые черты, свидетельствующие о поемно-дельтовом водно-аккумулятивном происхождении (следы слоистости, признаки оглеенности, наличие монтмориллонитовых глин, повышенная гумусность, глубинная солонцеватость и солевые горизонты, скопления окислов железа, погребенные древние гумусовые горизонты и т. д.). В зависимости от общей биогеографической зональной обстановки древние поемно-дельтовые почвы приближаются либо к сероземам, бурым степным, каштановым, черноземам, к бурым и коричневым лесным, либо к подзолистым, желтоземным и красноземным почвам. Эти почвы мы называем палеогидроморфными, многие их свойства объясняются прошлой историей.

В условиях аридного жаркого климата быстро происходит такыризация и опустынивание древнелуговых почв, потеря гумуса и консервирование остаточной засоленности, гипсоносности и карбонатности почв. Примеры этого мы находим в Северной Африке, Аравии и Средней Азии.

В степном климате луговые почвы после перехода к автоморфному режиму подвергаются остепнению; солонцовые и солончаковые черты исчезают или ослабевают, часть солей выносится, оглеение глубоких горизонтов сменяется окисленностью и облесованностью. Почвы наиболее древних поверхностей ландшафтов приобретают облик каштановых почв или черноземов. В условиях лесных ландшафтов древнелуговые почвы могут подвергнуться оподзоливанию или браунизации (образование бурых лесных почв), а в условиях влажных тропиков — аллитизации. И все же опыт почвоведа генетика-геохимика позволит найти черты былого гидроморфизма этих почв в морфологии, составе вторичных минералов и физико-химических свойствах.

ОБРАЗОВАНИЕ И ОСОБЕННОСТИ КУЛЬТУРНЫХ ПОЧВ[1]

Культурными называются почвы, вовлеченные в сельскохозяйственное производство. Площадь этих почв в СССР составляет в среднем около 10% территории страны: в северных областях — небольшие доли процента, а в земледельческих районах лесостепной и степной зон Европейской части СССР — до 70% и более.

Осваивая целинные почвы, человек создает благоприятные условия для посева, роста и урожая культурных растений, но при этом нарушает и изменяет динамическое соотношение всех компонентов природного ландшафта (экосистемы). Прежде всего изменяется характер растительного покрова и связанной с ним макро-, мезо- и микрофауны почвы, качественный и количественный состав микроорганизмов; изменяется ведущий фактор почвообразования — характер обмена веществ и энергии в системе почва — растение, а также водно-воздушный режим, почвенная структура и т. д.

Освоение почв влечет за собой изменения роли различных факторов почвообразования: климатических условий, особенно микроклимата приземного слоя атмосферы, температурного и водного режима почвы, особенно в случае ее орошения, материнской породы. Известкование, гипсование, пескование, глинование, обработка, орошение и т. д. — все это влияет на механический состав почвы, насыщенность ее основаниями, температурные и водные свойства. Регулирование стока на склонах путем террасирования и планировка полей видоизменяют рельеф местности — один из факторов почвообразования. Наконец, фактор времени приобретает новое значение в связи с тем, что для культурных почв важен не только возраст страны, но и давность освоения почвы, так как вновь освоенные почвы по свойствам существенно отличаются от старопахотных, староорошаемых. Кроме того, в процессе образования культурных почв имеют место не только сезонные циклы изменения их свойств во времени, связанные с временами года, но и циклы, обусловленные сменой культурных растений и агротехники в течение ротации севооборота.

Таким образом, с момента освоения целины меняются условия и характер процессов почвообразования, изменяются свойства почвы. Почва

[1] Раздел написан Ф. И. Левиным и В. А. Ковдой.

вступает в культурную фазу своего развития. С этого времени начинается культурный процесс почвообразования, представляющий собой новейший этап эволюции почвы, на котором естественный процесс почвообразования видоизменяется человеком в целях получения высоких урожаев культурных растений. Сущностью этого процесса является образование мощного, богатого гумусом, биологически активного и структурного слоя почвы с благоприятным для культурных растений тепловым, водно-воздушным и пищевым режимом.

Если не считать специальных мелиоративных приемов (орошение, осушение, гипсование), основными факторами воздействия на почву на всех этапах культурного почвообразования, начиная с огневой системы земледелия, являются культурные растения, механическая обработка почвы и удобрения.

ВЛИЯНИЕ КУЛЬТУРНЫХ РАСТЕНИЙ НА ПОЧВУ

Культурные растения, как и растения естественных ассоциаций, оказывают исключительно большое влияние на свойства почвы. Они пронизывают ее корневой системой, изменяя ее структуру и сложение, воздействуя на биохимические процессы в течение всего периода вегетации. Еще бóльшие изменения происходят в характере обмена веществ в системе почва — растение и в биологическом круговороте химических элементов.

В свое время В. Р. Вильямс, обосновывая учение о травопольной системе земледелия, разделял сельскохозяйственные растения на две группы: однолетние, ухудшающие структуру, водно-физические свойства и плодородие почвы, и многолетние травы, которые эти свойства и плодородие почвы восстанавливают и улучшают. Позже многочисленные исследования показали, что все культуры, в том числе и однолетние, действуя корневой системой на почву, оказывают при высоких урожаях положительное влияние на ее свойства.

Культурные растения служат первичным источником органического вещества в почве, не отличаясь в этом от естественной растительности. Поступление и гумификация органического вещества происходят еще при жизни растений. В период вегетации у них отмирает часть эпидермиальных тканей, мелкие корневые волоски и часть надземных органов — первые листья, побеги многолетних трав и др. Большое количество органических веществ поступает в почву в виде корневых выделений. По определениям Н. В. Мешкова (1961), корневые выделения составляют около 5—10% веса всей корневой системы, а по данным С. А. Самцевича (1966), вес сухого вещества корневых выделений в посевах зерновых культур за период вегетации приближается к весу самых высоких урожаев зерна.

Отмирающие части растений и корневые выделения служат главным источником питательных веществ и энергии для большей части почвенных микроорганизмов. Поэтому культурные растения являются основным фактором, стимулирующим развитие и активность почвенной микрофлоры, которая сосредоточивается в зоне корней (ризосфере) и в местах скопления растительных остатков. С повышением биологической активности почвы усиливаются процессы мобилизации элементов питания в доступных растениям формах, особенно в непосредственной близости от корней (табл. 116).

Таблица 116

Влияние корневой системы сельскохозяйственных культур на содержание подвижных соединений азота, фосфора и калия в почве, *мг/кг*

(Канивец, 1950)

Культура	N		P_2O_5		K_2O	
	вне корней	в ризосфере	вне корней	в ризосфере	вне корней	в ризосфере
Ячмень	Следы	Следы	18,6	22,5	9,3	12,8
Озимая пшеница	0,8	1,4	32,7	43,2	6,6	27,6
Овес	0,8	1,7	34,5	10,8	10,8	14,5

Растения играют большую роль в образовании агрономически ценной комковатой структуры почвы. Проникая в уплотнившуюся почву, корни растений расчленяют и дробят ее на отдельные структурные комочки, а по мере роста и утолщения сдавливают окружающую массу, способствуя сближению и сцеплению пылеватых частиц в агрегаты различных размеров.

Определения структурности почвы на делянках с различными растениями и без растений показали, что под всеми растениями количество глыбистых элементов (диаметр больше 10 *мм*) снижается, а количество благоприятных в агрономическом отношении комковатых и зернистых агрегатов (размер 3—0,25 *мм*), наоборот, увеличивается. Наибольшее оструктуривающее действие растений наблюдается под многолетними травами. Следует, однако, отметить, что при низком уровне агротехники и низких урожаях трав последние без одновременного внесения органических удобрений не могут сструктурить почву.

Под влиянием растений увеличивается и водопрочность структуры, что связано с непосредственным скреплением агрегатов мелкими корешками, действием новообразованных перегнойных веществ, осаждением гидроокисей железа и алюминия в прикорневой зоне, а также наличием слизистых и клеющих продуктов жизнедеятельности ризосферных микроорганизмов. По-видимому, часть такой временной структуры, образованной корневой системой растений за период вегетации, может закрепляться в прочную структуру, в которой агрегаты сцементированы гуматами кальция.

Проникая в почву и образуя структурные агрегаты, корни культурных растений уменьшают плотность (объемный вес) почвы, увеличивают порозность и этим улучшают ее водно-физические свойства. При этом усиливаются процессы выветривания минеральной части почвы, минеральные соединения переходят в доступные растениям формы, повышается содержание обменных оснований, а у кислых почв снижается кислотность (табл. 117).

По действию корневых систем на почву культурные растения отличаются от растений естественных биоценозов. Их корневая система в рыхлом и удобренном пахотном слое сильнее развита и оказывает большее влияние на почву. Однако будучи в большинстве своем однолетними с коротким периодом вегетации, культурные растения не столь продолжительно воздействуют на почву, как целинные травянистые растения лугов и степей. Кроме того, изменения, которые происходят под

Таблица 117

Влияние культурных растений на подзолистую почву
(Левин, 1965)

Показатели	Средние величины на делянках		Разность и ошибки разности
	без растений	с растениями	
Гумус по Тюрину, %	2,35	2,42	0,7±0,01
Агрегаты d=3—0,5 *мм*, %	34,1	37,8	3,7±0,7
Водопрочные агрегаты d=3—5 *мм*, %, в почвах под:			
картофелем	33,0	35,4	2,4±0,4
овсом	32,0	37,6	5,6±1,2
рожью	29,2	34,8	5,6±0,3
многолетними травами	30,8	38,6	7,8±0,2
Объемный вес, *г/см*^{3}	1,23	1,19	0,04±0,01
Порозность общая, %	51,6	53,6	2,0±0,42
Численность микроорганизмов, тыс.:			
картофель на МПА	0,8	1,2	0,4
» » КАА	1,3	2,1	0,8
рожь на МПА	0,6	0,8	0,2
» » КАА	0,6	1,4	0,8
Гидролитическая кислотность, *мг-экв*/100 *г*	7,1	6,6	0,5±0,02
Сумма обменных оснований, *мг-экв*/100 *г*	5,3	6,0	0,7±0,11
Подвижный алюминий по Соколову, *мг*/100 *г*	9,5	8,2	1,4±0,25

влиянием корней целинных растений, с течением времени усиливаются и накапливаются, так как сложение почвы, многие ходы корней и грани созданной корнями структуры сохраняются и в новом годичном цикле развития почвы. Почва под посевами культурных растений, как правило, ежегодно обрабатывается, свойства ее, возникшие под влиянием корней растений, в зависимости от условий агротехники могут ослабляться и сходить на нет или, наоборот, усиливаться.

Культура сельскохозяйственных растений изменяет биологический круговорот веществ, существующий в естественных почвах. Изменяются биомасса растительного покрова и количество химических элементов, участвующих в круговороте.

Среди сельскохозяйственных растений очень большую биомассу образуют корнеплоды и клубнеплоды. Достигая технической зрелости, они создают биомассу, которая с учетом веса корней и клубней значительно превышает вес многих других культурных растений. При высокой агротехнике урожаи корнеплодов, картофеля и сахарной свеклы достигают 180 *ц/га* в северных областях и 400—500 *ц/га* в юго-западных районах и на юге страны. Следовательно, по сухому веществу общая биомасса растений при таких высоких урожаях достигает 120—330 *ц/га*. Вместе с этим корнеплоды и клубнеплоды имеют небольшую корневую систему, которая составляет только 12—15% от веса всего растения. Поэтому при их посевах в почву поступает 18—35 *ц/га* растительных остатков. Около 85% биомассы отчуждается с урожаями.

Из злаков очень большую биомассу создает кукуруза. При урожаях порядка 40 *ц/га* зерна или 600 *ц/га* зеленой массы вес сухого вещества растений кукурузы достигает соответственно 180—240 *ц/га*. Кукуруза развивает мощную корневую систему. С ее остатками в почву поступает до 50—80 *ц/га* органического вещества, а с урожаями отчуждается 55—65% биомассы растений. Близкую по размерам к кукурузе биомассу создает подсолнечник. У него тоже очень мощная корневая система, с которой в почву поступает много органического вещества.

Биомасса, создаваемая зерновыми культурами, значительно меньше. У озимых она достигает 120—160 *ц/га*, у яровых, которые имеют более короткий период вегетации, — 80—120 *ц/га*. С урожаями озимых отчуждается около 65%, а яровых — около 60% общей биомассы растений. Остальная часть их (от 30 до 55 *ц/га*) поступает в почву в виде пожнивных и корневых остатков.

Особое место занимают многолетние травы. В отличие от однолетних культур с урожаем сена многолетних трав отчуждается растительной массы меньше, чем поступает в почву с корневыми и послеукосными остатками. Последние составляют 60—70% массы растений — 50—120 *ц/га*, а с урожаем сена отчуждается только 30—40%, т. е. 35—65 *ц/га*.

Таким образом, различные культурные растения создают ежегодно от 70 до 330 *ц/га* сухой растительной массы, из которой от 50 до 300 *ц/га* отчуждается с урожаями, а на полях кукурузы и многолетних трав от 20—30 до 70—120 *ц/га* поступает в почву в виде пожнивных и корневых остатков.

Из химических элементов в составе сухой биомассы сельскохозяйственных растений преобладают азот и калий. Кроме того, бобовые и картофель содержат много кальция (до 2,5%), а злаки — кремния (1,0—1,5%). Значительно меньше количество магния, фосфора и серы (около 0,2—0,4%, не считая более высокого содержания магния в картофеле). Содержание в растениях алюминия, железа и марганца составляет лишь сотые доли процента на сухое вещество растений.

Зерновые культуры отличаются высоким содержанием азота и фосфора в зерне, а также калия и кремния в соломе. Зеленые злаки на сено и силос содержат больше азота и зольных элементов, но меньше кремния; сено бобовых богато азотом, кальцием и калием и бедно кремнием. Интенсивное поглощение и накопление кальция бобовыми отмечается в надземной их части, которая отчуждается с урожаями, а корни бобовых накапливают кальций не так интенсивно, как принято считать. Картофель отличается от других культур очень высокой зольностью (зольность ботвы картофеля достигает 12—14%), большим содержанием азота, калия, кальция и магния. Азота и кальция в растениях картофеля больше, чем у бобовых.

При средней зольности культурных растений около 5% и содержании азота около 1,3% они вовлекают в биологический круговорот от 360 до 2500 *кг/га* химических элементов. С урожаями культурных растений из почвы выносится и исключается из биологического круговорота от 300 до 1700 *кг/га* зольных элементов, а количество отчуждаемого азота колеблется от 60 до 340 *кг/га*. По суммарному выносу химических элементов из почвы с урожаем культуры располагаются в убывающий ряд: корнеплоды>кукуруза>сеяные травы>зерновые (табл. 118).

Культурные растения больше всего отчуждают азот и калий, а зерновые еще и кремний. Картофель и многолетние травы выносят калия

Таблица 118

Вынос основных элементов питания с урожаями полевых сельскохозяйственных культур, *кг/га*

Культура	Урожай, *ц/га*	N	P_2O_5	K_2O
Сахарная свекла	350	220	83	395
Кукуруза на силос	400	200	30	200
Картофель	240	136	50	206
Многолетние травы (клевер + тимофеевка)	46	95	30	134
Озимая рожь	26	99	36	62

больше, чем азота, а зерновые — больше кремния, чем кальция. Максимальное количество азота и калия выносят корнеплоды, кукуруза, а затем картофель; минимальное количество азота — многолетние травы, а калия — зерновые.

Таким образом, с урожаями культурных растений почва теряет большое количество элементов зольного питания. Что касается азота, то потери его почвой, по-видимому, значительно меньше того количества, которое отчуждается с урожаями. Относительно небольшие изменения в содержании азота в ряде длительных опытов с бессменными культурами свидетельствуют о том, что значительная часть потерь азота с урожаями всех культур, а не только бобовых, компенсируется за счет фиксации азота атмосферы. В посевах с участием бобовых фиксация атмосферного азота может компенсировать потери его с урожаем.

Для повышения урожаев необходимо вносить удобрения, учитывая при этом не только вынос элементов питания с урожаями, но и послеуборочные остатки и корни.

С растительными остатками различных культур в почву поступает от 20 до 120 *ц/га* органической массы, от 125 до 600 *кг/га* зольных элементов и от 300 до 1700 *кг/га* азота. Наибольшее количество азота и зольных элементов поступает в почву с остатками многолетних трав, наименьшее — с остатками зерновых культур.

Полевые культурные растения в отличие от естественных ежегодно сменяют друг друга. Чтобы судить о совместном влиянии их на почву, необходимо учитывать соотношение культур в посевах, т. е. структуру посевных площадей, и соответственно определять органическое вещество и количество химических элементов, вовлекаемых ежегодно в биологический круговорот всем агроценозом [1]. В табл. 119 приведены основные показатели биологического круговорота органического вещества и химических элементов в агроценозах в сравнении с естественными ценозами.

На подзолистых почвах сельскохозяйственные культуры сменяют покров хвойных и хвойно-лиственных лесов. В этих лесах, несмотря на разновозрастность растений, устанавливаются определенные средние соотношения между ежегодным приростом и ежегодным опадом. Ежегодный

[1] Совокупность культурных растений, составляющих структуру посевных площадей данной территории.

Таблица 119

Показатели биологического круговорота органического вещества и химических и в агроценозах (Левин, 1971)

Почвы и растительный покров плакорных местообитаний	Общая биомасса растений и содержание в ней химических элементов		Ежегодный прирост органической массы и потребление химических элементов			
	биомасса, *ц/га*	химические элементы, *кг/га*	биомасса, *ц/га*	химические элементы, *кг/га*		
				всего	зольные	азот
Подзолистые						
Хвойные и хвойно-лиственные леса[1]	1700—3600	1500—4000	55—100	85—215	60—140	25—75
Агроценозы	85—120	535—770	85—120	535—770	425—600	110—170
Серые лесные						
Лиственные и широколиственные леса[2]	1500—5000	2600—7600	65—110	280—415	200—280	80—135
Агроценозы	110—150	670—990	110—150	675—990	535—880	140—190
Черноземы						
Остепненные луга и луговые степи[3]	190—250	1000—1160	110—145	530—785	400—610	130—175
Агроценозы	125—160	780—1000	125—160	780—1000	625—800	160—210
Каштановые, сероземы						
Сухие и солонцеватые степи[4]	100—225	600—1200	50—100	295—620	145—510	50—110
Агроценозы	65—75	415—475	65—75	415—475	330—375	85—110
Серо-бурые почвы пустынь[5]	43	185	14	70	50	20
Люцерно-хлопковый севооборот на оазисной орошаемой почве[6]	148	810	148	810	560	250

[1] Сосняки, ельники и смешанные леса Мордовской АССР, Архангельской, Вологодской и Великолукской областей.

[2] Березняки, дубравы и липняки Мордовской АССР, Московской и Воронежской областей.

[3] Плакорные степные сообщества Русской равнины, Западной Сибири и Казахстана.

прирост в них колеблется от 55 до 100 *ц/га*, опад — от 40 до 70 *ц/га*; до 15—50 *ц/га* удерживается многолетними частями растений на все время существования леса как биоценоза, под которым формируются почвы подзолистого типа.

С приростом лесных сообществ в биологический круговорот ежегодно вовлекается около 85—215 *кг/га* химических элементов. Около 60—165 *кг/га* химических элементов возвращается в почву с опадом, а 15—50 *кг/га* удерживается многолетними частями леса — его «истинным приростом».

Среди посевов сельскохозяйственных культур в зоне подзолистых почв преобладают зерновые (от 15 до 48%), многолетние травы (17—

элементов под естественным растительным покровом (Родин, Базилевич, 1965) природных зон СССР

Ежегодный опад естественной растительности и растительные остатки культурной растительности				Удерживается многолетними частями в естественных ценозах и отчуждается с урожаями сельскохозяйственных культур				Накопление части опада в виде подстилки и степного войлока	
биомасса, *ц/га*	химические элементы, *кг/га*			биомасса, *ц/га*	химические элементы, *кг/га*			биомасса, *ц/га*	химические элементы, *кг/га*
	всего	зольные	азот		всего	зольные	азот		
40—70	60—165	40—120	20—60	15—50	20—50	15—35	5—25	200—500	1000
30—50	190—365	150—250	40—65	55—70	350—510	280—350	70—90	Нет	
50—70	175—320	125—230	50—90	5—50	95—105	50—75	30—45	300—320	3300
40—55	250—330	200—275	50—70	70—100	440—630	350—500	90—130	Нет	
100—130	480—720	360—560	120—160	10—13	50—65	40—50	10—15	100—150	275—740
45—60	285—380	225—300	60—80	80—100	500—630	400—500	100—130	Нет	
40—90	260—550	120—450	40—100	8—12	35—70	25—60	8—12	30	125
30—35	180—210	150—170	30—40	40—45	260—300	200—220	60—80	Нет	
12	60	40	20	2	10	7	3	Нет	
65	374	270	104	83	436	290	146	Нет	

[4] То же, сухие степи и галофитные солонцеватые степные сообщества.
[5] Биюргуновые полыниики Устюрта.
[6] Низовья Амударьи.

26% и больше) и картофель (от 7 до 20%). При такой структуре посевных площадей в агроценозах на подзолистых почвах создается 85—120 *ц/га* биомассы, из которой с растительными остатками в почву поступает 30—50 *ц/га*, а бо́льшая часть — 55—70 *ц/га* — отчуждается с урожаями. Считая, что культурные растения в среднем содержат 5% зольных элементов (содержание золы в надземных частях и корнях колеблется от 4 до 8%, а в отдельных случаях, например в ботве картофеля, до 10—14%), а азота 1,3% (колебания от 0,5 до 3%), общее количество химических элементов, вовлекаемых в биомассу в этих условиях, составляет 535—770 *кг/га*. Из них в почву возвращается 150—250 *кг/га* зольных элементов и 40—65 *кг/га* азота, а 280—350 *кг/га* золь-

ных элементов и 70—90 *кг/га* азота отчуждается с урожаями и исключается из биологического круговорота в данном ландшафте.

Таким образом, биологический круговорот в агроценозах и в лесных сообществах существенно различается.

1. В агроценозах в биологический круговорот ежегодно вовлекается больше органического вещества и химических элементов, чем в лесных сообществах. С применением удобрений эта особенность усиливается.

2. С урожаями культурных растений в агроценозах из почвы отчуждается и исключается из ежегодного круговорота веществ гораздо большее количество органической массы и элементов питания, чем удерживается многолетними частями (истинным приростом) в лесах. Иными словами, биологический круговорот в агроценозах является некомпенсированным в гораздо большей степени, чем в естественных биоценозах.

3. В агроценозах с растительными остатками культурных растений в почву поступает больше органической массы и химических элементов, чем с годовым опадом в лесах.

4. Остатки культурных растений более усреднены. Единица веса их содержит больше зольных элементов и азота, чем опад в лесу. В сосновых лесах, например, отношение массы опада к зольным элементам вместе с азотом колеблется от 50 до 110, в еловых от 50 до 60, а в остатках культурных растений от 13 до 25.

5. Растительные остатки в культурных посевах поступают непосредственно в почву — они ежегодно запахиваются, разлагаются и гумифицируются в пахотном слое, в то время как лесной опад поступает на поверхность почвы, где накапливается в виде лесной подстилки. Масса подстилки в лесах таежной зоны достигает 200—500 и даже 1000 *ц/га*, а содержание в ней химических элементов —1000—1500 *кг/га* и больше.

Особенности биологического круговорота органического вещества и химических элементов в агроценозах оказывают большое влияние на процесс почвообразования и формирование свойств культурных подзолистых почв.

Повышенное содержание азота и зольных элементов в растительных остатках, бо́льшая усредненность их приводят к ослаблению процесса образования агрессивных перегнойных кислот (фульвокислот), так как с последними связано разложение минеральной части почвы, перемещение и вынос подвижных продуктов из почвенного профиля, что ослабляет подзолистый процесс. Благодря большей усредненности растительных остатков в процессе их разложения больше образуется гуминовых кислот, которые нейтрализуются основаниями (Ca и Mg), закрепляются в почве, увеличивая содержание в ней гумуса. Этому способствует и то обстоятельство, что процесс разложения растительных остатков в агроценозах протекает не на поверхности почвы, а в пахотном слое с большим участием микроорганизмов. Кроме ослабления подзолистого процесса и усиления процессов образования гумуса, при смене лесной растительности на культурную уменьшается геохимический вынос элементов из почвы. Уменьшаются потери химических элементов из опада и подстилки с поверхностным стоком, что имеет место в лесах, снижается кислотность почвы и увеличивается насыщенность ее основаниями, вследствие чего улучшаются физические и биологические свойства почвы. Создаются более благоприятные условия для биологического синтеза и ресинтеза вторичных минералов, так как, кроме большо-

го количества железа и алюминия, в золе культурных растений, среди которых преобладают злаки, относительно много кремния.

Как показано в табл. 119, лиственные и широколиственные леса, под которыми формируются серые лесные почвы, отличаются бо́льшим приростом и большей зольностью по сравнению с лесами хвойными и хвойно-лиственными. В свою очередь в агроценозах на серых лесных почвах по сравнению с подзолистыми почвами повышается урожайность культур, несколько снижаются площади посевов многолетних трав, но увеличиваются посевы кукурузы (на силос), имеющей мощную корневую систему. Общее количество органического вещества (растительных остатков) и химических элементов, ежегодно вовлекаемых в биологический круговорот, в этих агроценозах больше, чем в годовом приросте широколиственных и лиственных лесов. С урожаями из почвы отчуждается органического вещества и химических элементов тоже больше, чем задерживается с истинным приростом в лесах. Что касается растительных остатков, то их масса в агроценозах меньше опада лиственных лесов. Тем не менее вследствие большей зольности и более высокого содержания азота с остатками культурных растений в почву поступает больше азота и зольных элементов, чем содержится в лесном опаде. Значительная часть последнего остается на поверхности почвы, образуя подстилку массой до 300—320 *ц/га*. В ней содержится до 3000—3700 *кг/га* химических элементов, часть которых сносится поверхностным стоком в реки.

Таким образом, при смене лиственных и широколиственных лесов культурными растениями биологический круговорот органического вещества и химических элементов в ландшафте изменяется почти так же, как и при освоении земель хвойно-лиственных лесов, хотя эти изменения выражены слабее. В агроценозах в биологический круговорот вовлекается больше органического вещества и зольных элементов; несмотря на меньшую массу растительных остатков, благодаря их большей зольности, в почву агроценозов поступает химических элементов больше, чем под лиственным лесом. При обычной запашке растительных остатков в почву в агроценозах создаются более благоприятные условия для образования гуминовых кислот и увеличения гумуса за счет снижения возможного количества агрессивных, высокодисперсных фульвокислот. Вместе с этим с урожаями из почвы отчуждается большое количество элементов питания растений. Поэтому для поддержания плодородия почвы и повышения урожаев здесь, как и в других почвах, требуется вносить удобрения.

При вовлечении в сельскохозяйственное производство целинных черноземов культурные травянистые растения сменяют лугово-степную и луговую растительность.

В лугово-степной и луговой черноземной степи ежегодный прирост и опад составляют около половины общей биомассы растений (до 110—145 *ц/га*). При этом в биологический круговорот вовлекается около 530—785 *кг/га* химических элементов. Почти весь прирост, а с ним и основная масса химических элементов (порядка 480—720 *кг/га*) возвращаются в почву. В многолетних органах травянистых степных растений удерживается лишь очень небольшая часть годового прироста — 10—13 *ц/га* и около 50—65 *кг/га* химических элементов.

В агроценозах черноземной зоны при хороших урожаях ежегодно образуется 125—160 *ц/га* растительной массы. Из этого количества 80—100 *ц/га* органического вещества, содержащего до 500—630 *кг/га*

химических элементов, отчуждается с урожаями, 40—60 *ц/га* растительной массы, содержащей 225—300 *кг/га* зольных элементов и 60—80 *кг/га* азота, возвращается в почву с растительными остатками. Следовательно, различие особенностей биологического круговорота в естественных ценозах черноземной степи и в агроценозах состоит в том, что в последних из почвы отчуждаются довольно большие количества органического вещества и химических элементов. Растительные остатки (солома, потерянные колоски, стерня, отава) запахиваются в почву, где они минерализуются с образованием гумуса. Типичный для целины степной войлок здесь также не образуется.

В более южных сухих и солонцовых, полупустынных степях общая биомасса растений в естественных ценозах уменьшается до 100—225 *ц/га*, масса ежегодного прироста — до 50—100 *ц/га*, а опада — до 40—90 *ц/га*. Количество степного войлока в сухих степях снижается до 30 *ц/га*. В условиях значительной сухости растительный опад почти полностью минерализуется, а освобождающиеся основания подщелачивают почву и обусловливают образование малоконденсированных подвижных фульвокислот. Некоторые типичные растения сухих степей и полупустыни — полыни, прутняки и другие, содержащие много натрия, являются одной из возможных причин солонцеватости почв сухих степей.

В агроценозах сухих степей в условиях богарного земледелия возделываются зерновые культуры, дающие небольшую общую биомассу. В связи с этим общая биомасса культурных растений в агроценозах уменьшается до 65—75 *ц/га*, отчуждаемая с урожаем часть — до 40—45 *ц/га*, растительные остатки — до 30—35 *ц/га*. Уменьшается и количество химических элементов в круговороте—отчуждается 260—300 *кг/га*, возвращается в почву 180—210 *кг/га*. Количество органического вещества и зольных элементов, вовлекаемых в биологический круговорот и поступающих в почву, в агроценозах оказывается меньшим, чем в естественных растительных сообществах сухой степи. В агроценозах, где все растительные остатки запахиваются в почву, гумифицируются при большей влажности и без избытка щелочей, создаются условия для образования более конденсированных форм гумусовых кислот, закрепляемых в почве, т. е. условия для увеличения содержания гумуса.

В золе культурных растений кальций, калий и магний преобладают над натрием; поэтому посевы культурных растений способствуют замещению обменного натрия на биогенный кальций, магний и калий, что усиливает рассолонцевание солонцеватых почв сухих степей.

В условиях пустыни на серо-бурых почвах с разреженным растительным покровом в биологический круговорот вовлекается еще меньше органического вещества и химических элементов высших растений. Основная часть биомассы растений пустыни представлена корнями, а ежегодный опад составляет меньше $^1/_3$ фитомассы. Общая масса растений на серо-бурых почвах Устюрта составляет 43 *ц/га*, из них ежегодный прирост — 14 *ц/га*, а годовой опад — 12 *ц/га*. В биологический круговорот пустынной растительностью вовлекается до 185 *кг/га* химических элементов, из которых в опад поступает 60 *кг/га*, в том числе около 40 *кг/га* зольных и 20 *кг/га* азота. Опад почти полностью минерализуется с освобождением щелочных оснований и образованием высокодисперсных гумусовых веществ.

В условиях пустыни возможно лишь орошаемое земледелие, которое коренным образом изменяет биологический круговорот органического вещества и химических элементов, свойственный пустыне, и преобразует

пустынные почвы в культурно-поливные, оазисные почвы, обогащенные гумусом и питательными веществами.

Из основных показателей биологического круговорота органического вещества и химических элементов в люцерново-хлопковом севообороте (4 года хлопок и 3 года люцерна) видно, что в результате смены пустынной растительности на культурную в условиях орошения в биологический круговорот вовлекается в 10—11 раз больше органического вещества и химических элементов и в 5—6 раз больше поступает их в почву вместе с растительными остатками, что и обусловливает улучшение свойств почвы, мобилизацию запасов и накопление элементов питания растений. Одновременно поливные культурные растения потребляют около 450 *кг/га* химических элементов, в том числе до 150 *кг/га* азота, что требует внесения удобрений и ведения всего орошаемого земледелия на высоком агротехническом уровне.

ВЛИЯНИЕ МЕХАНИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ НА ПОЧВУ

На начальном этапе освоения целины механическая обработка играет исключительно важную и по существу мелиоративную роль в почвообразовании.

При вспашке с оборотом пласта резко различные по свойствам генетические горизонты и подгоризонты срезаются на глубину вспашки и перемешиваются, в результате чего создается качественно новый горизонт — пахотный слой. Свойства его резко отличаются от свойств тех горизонтов, какие вошли при вспашке в его состав. Содержание гумуса и прочной структуры в новом пахотном слое почвы снижается до уровня средней величины в результате перемешивания с нижними менее гумусными и менее структурными горизонтами. Усредняется и плотность почвы. Обычно вновь созданный пахотный слой имеет более рыхлое сложение, чем основная масса подгоризонтов, захваченных плугом. Увеличивается численность почвенной микрофлоры и уменьшается почвенная фауна и ее роль в образовании прочной структуры и сложении почвы. Групповой состав почвенных микроорганизмов изменяется. Вследствие улучшенной аэрации в почве усиливаются процессы нитрификации, а процессы денитрификации при этом резко снижаются. Например, по данным А. С. Шаровой (1940), численность денитрификаторов в результате распашки целины елового леса снизилась с 600 тыс. на 1 *г* почвы до нуля.

В процессе возделывания сельскохозяйственных культур система механической обработки почв регулирует плотность пахотного слоя — одного из главных факторов почвенного плодородия, так как с изменением плотности почвы меняются водный, воздушный и тепловой режимы и, как следствие, биологическая активность и питательный режим почвы (табл. 120).

Почва, оставленная без обработки даже в течение одного вегетационного периода, неизбежно уплотняется, при этом резко снижается ее свободная пористость и водопроницаемость. Увеличивается количество очень мелких пор и в связи с этим возрастает количество недоступной растениям влаги, ухудшается газовый режим почвы и резко снижается урожай растений. Так, повышение плотности почв от 1,0 до 1,6 *г/см*^{3} снижало скорость фильтрации воды в суглинистых и тяжелосуглинистых почвах в 1000 и 5000 раз, причем наибольшее падение фильтрации наблюдалось уже при первом уплотнении почвы от 1,0 до 1,2 *г/см*^{3}

Таблица 120

Влияние механического рыхления на свойства дерново-сильноподзолистой суглинистой почвы

(Левин, 1965)

Свойства почвы	Сложение пахотного слоя на площадках без растений	
	плотное в поле озимых	рыхлое в поле пропашных
Объемный вес, *г/см³*	1,34	1,11
Порозность общая, %	48	58
Порозность некапиллярная, %	6,5	19,4
pH солевой вытяжки	4,2	4,3
Кислотность гидролитическая, *мг-экв*/100 *г*	7,6	6,8
Сумма обменных катионов, *мг-экв*/100 *г*	5,0	5,5
Степень насыщенности основаниями, %	44	48
Подвижный алюминий по Соколову, *мг*/100 *г*	11	9
Численность бактерий, *тыс/г* почвы, на средах:		
МПА	555	820
КАА	595	2073
Эшби	552	9600
Аристовской	554	1000
Азот гидролизуемый, *мг/кг*	50	64
P_2O_5 по Труогу, *мг/кг*	37	42
K_2O по Масловой, *мг/кг*	38	63

Таблица 121

Влияние плотности почвы на влажность завядания и урожай растений

(Васильев и др., 1965)

Плотность почвы, *г/см³*	Влажность завядания растений, об.%		Плотность почвы, *г/см³*	Урожай овса, *г/сосуд*		
	дерново-слабоподзолистая тяжелосуглинистая почва	чернозем южный легкосуглинистый		дерново-слабоподзолистая суглинистая почва	каштановая глинистая почва	чернозем мощный тяжелосуглинистый
1,00	8,2	16,4	1,10	12,7±0,3	10,5±0,9	14,0±0,1
1,20	10,4	20,7	1,25	10,5±0,5	7,8±0,4	12,2±0,7
1,40	12,7	25,8	1,35	9,6±0,4	9,8±0,1	11,5±0,6
1,50	14,1	28,1	1,50	7,5±0,6	7,2±0,2	3,7±0,4
1,60	15,5	30,6	1,60	2,7±0,4	4,6±0,4	3,3±0,6

(Васильев и др., 1965). При увеличении плотности от 1,0 до 1,4 *г/см³* влажность устойчивого завядания растений дерново-слабоподзолистой почвы увеличилась с 8,2 до 12,7 об.%, а южного чернозема — с 16,4 до 25,8%. В вегетационных опытах уплотнение почвы с 1,1 до 1,5 *г/см³* вызывало снижение урожая овса на дерново-подзолистой почве с 12,7 до 7,5 *г*, на каштановой почве — с 10,5 до 7,5 *г* и на мощном черноземе — с 14,0 до 3,7 *г* зерна на сосуд (табл. 121).

Экспериментально установлена оптимальная плотность, при которой в пахотном слое создается благоприятное для получения наиболее высоких урожаев соотношение свободной и капиллярной порозности и благоприятный водно-воздушный и термический режимы. Для разных почв величина оптимальной плотности пахотного слоя почвы различна и колеблется в пределах от 1,0 до 1,25 *г/см*^{3}. Система обработки почв направлена на создание оптимальной плотности сложения пахотного слоя для каждой культуры севооборота.

Исключительно важную роль играет обработка в регулировании водно-воздушного режима подзолистых и гидроморфных почв, которые испытывают длительное сезонное переувлажнение.

Регулируя водно-воздушный режим, механическая обработка повышает биологическую активность почвы, а вместе с этим улучшает ее пищевой режим. По Е. Н. Мишустину (1956), обработка может увеличить численность почвенных микроорганизмов в 3 раза. Под влиянием обработки в почве увеличивается численность различных групп микроорганизмов и вместе с этим количество подвижных, доступных растениям соединений азота, фосфора и калия. Так, на делянках без растений в дерново-подзолистой почве, которая постоянно обрабатывалась по типу пропашных культур, численность бактерий на МПА, крахмало-аммиачной среде, среде Аристовской и Эшби была в 1,5—2 раза больше, чем на делянках с уплотненным пахотным слоем, который со времени посева озимых не обрабатывался. Соответственно в ней было выше и содержание элементов питания — гидролизуемого азота и подвижных соединений фосфора и калия.

Обработка почвы оказывает большое влияние на содержание гумуса в почве. С одной стороны, она усиливает аэробные процессы минерализации органического вещества в почве и тем самым играет важную роль в обеспечении растений элементами питания, в первую очередь азотом. С другой стороны, обработка, улучшая условия аэрации, способствует развитию микроорганизмов, участвующих в образовании гумуса, и усилению окислительных процессов. Напомним, что, по Тюрину, новообразование высокомолекулярных гумусовых веществ происходит в результате реакций окисления. Соотношение этих двух противоположных процессов — процессов минерализации и образования гумуса под влиянием обработки почвы — зависит от поступления в почву органического материала в виде растительных остатков, корневых выделений, органических удобрений. При наличии их в рыхлой обрабатываемой почве создаются условия для преобладания процессов образования гумуса над его минерализацией. Как видно из данных табл. 122, при внесении одинакового количества навоза в рыхлой почве под пропашной культурой гумуса

Таблица 122

Влияние рыхления почвы на образование гумуса в унавоженной почве (в опыте ТСХА с бессменными культурами)

Сложение почвы	Внесено углерода с навозом за 36 лет опыта, *ц/га*	Прибавка гумуса в почве	
		ц/га	% от углерода навоза
Уплотненное под бессменной рожью	810	137,0	17,0
Рыхлое под бессменным картофелем	810	205,0	25,3

образовалось значительное больше, чем в уплотненной почве под озимой рожью.

В лабораторных опытах при компостировании корней клевера в подзолистой и черноземной почвах в аэробных условиях (в токе газовой смеси —20% O_2 и 80% N) гумуса образовывалось также больше, чем в условиях анаэробных (0,5% O_2 и 95,5% N).

Обработка почв частично разрушает структуру, но в то же время в еще большей степени образует структурные агрегаты в результате крошения глыб орудиями и за счет агрегации пылеватых частиц физически «спелой» почвы при сдавливании. Сближенные пылеватые и глинистые частицы скрепляются в агрегаты под действием сил Ван-дер-Ваальса, за счет добавочных валентностей, пленок ориентированной воды, полимеризации дипольных органических соединений и др. (Качинский, 1966; Антипов-Каратаев, Келлерман, Хан, 1948; Вершинин, 1958).

Для каждой почвы существует своя оптимальная влажность структурообразования, соответствующая понятию «спелой» почвы, при которой перемешивание и механическое воздействие орудий обработки приводят к образованию структурных агрегатов. Опытами установлено, что обработка почвы при оптимальной влажности улучшает структурное состояние почвы и повышает урожай растений. На старопахотных распыленных почвах механическая обработка при оптимальной влажности осенью и весной, предпосевная обработка (рыхление и боронование) после выпадения осадков являются основным фактором улучшения структуры и водно-воздушного режима пахотного слоя на весь период вегетации. Механическая обработка сухой почвы, что бывает при лущении стерни, при подготовке почвы под посев озимых, наоборот, сильно разрушает структуру почвы.

Механическая обработка оказывает и косвенное влияние на структуру почвы. С одной стороны, она снижает прочность структуры, поскольку способствует минерализации гумусовых веществ, скрепляющих агрегаты. С другой стороны, в результате рыхления в почве лучше развивается корневая система растений, интенсивней образуются перегнойные вещества, мицелий и слизистые продукты жизнедеятельности микроорганизмов, повышающие прочность структуры. В конечном счете благодаря правильной обработке в почве образуется структурных агрегатов больше, чем разрушается. Однако структура, возникшая в результате обработки, обладает малой водопрочностью, большая часть ее разрушается в период осенне-весеннего переувлаженения почвы и только немногие из агрегатов, образованных обработкой, под влиянием гумусовых веществ эволюционируют в стабильно прочную структуру.

Под влиянием обработки изменяются и агрохимические свойства почвы. Усиливаются процессы выветривания первичных минералов и процессы перевода минеральной части почвы в активные формы соединений, увеличивается содержание обменных оснований. В почвах с кислой реакцией при этом снижаются кислотность, содержание подвижного алюминия, увеличивается степень насыщенности почвы основаниями.

В результате уничтожения естественной растительности и механической обработки почв на площадях, вводимых в культуру, создаются условия для усиления водной и ветровой эрозии почв. Резко усиливается смыв и выдувание наиболее плодородного богатого гумусом верхнего слоя почвы, растут рытвины, промоины и овраги; как следствие этого снижается плодородие почв, гибнут посевы и увеличиваются площади бросовых земель. Поэтому защита пахотных почв от эрозии является

одной из важнейших задач земледелия. Для предотвращения эрозии почв необходимы правильная организация территории с учетом рельефа и осуществление комплекса мер, направленных на устранение поверхностного стока и сохранение почв: специальные гидротехнические сооружения, террасирование склонов, постройка лотков-водотоков, водозадерживающих валов и водопоглощающих канав, лесные почвозащитные насаждения, противоэрозионная агротехника — глубокая безотвальная вспашка, прерывистое бороздование, вспашка и рядовой сев поперек склонов, противоэрозионные севообороты, внесение органических удобрений и др.

ВЛИЯНИЕ УДОБРЕНИЙ НА ПОЧВУ

Удобрения пополняют запасы элементов питания в почве в доступной форме и снабжают ими растения. Вместе с этим они оказывают большое влияние на свойства почвы и тем самым влияют на урожай еще и косвенно. Повышая урожай растений и массу корней, удобрения усиливают положительное действие растений на почву, способствуют увеличению в ней гумуса, улучшению ее химических, водно-воздушных и биологических свойств. Большое непосредственное положительное действие на все эти свойства почвы оказывают органические удобрения (навоз, компосты, зеленое удобрение).

Кислые минеральные удобрения, если они систематически применяются без органических удобрений (а на кислых почвах без извести), могут оказывать отрицательное влияние на свойства почвы (табл. 123). Длительное применение их на кислых неизвесткованных почвах приводит к снижению насыщенности почвы основаниями, повышает содержание токсичных соединений алюминия и токсичных микроорганизмов, ухудшает водно-физические свойства почвы, увеличивает объемный вес (плотность), уменьшает порозность почвы, ее аэрацию и водопроницаемость. В результате ухудшения свойств почвы снижаются прибавки урожаев от удобрений, проявляется «скрыто отрицательное действие» кислых удобрений на урожай (Авдонин, 1954).

Таблица 123

Влияние длительного применения удобрений на свойства подзолистой почвы

Условия опыта	Гумус, %	pH солевой	Кислотность гидролитическая (мг экв/100 г)	Сумма обменных оснований (мг экв/100 г)	Степень насыщенности основаниями, %	Алюминий по Соколову, мг на 100 г	Микроорганизмы на МПА, тыс. на 1 г почвы
Контроль	1,94	4,8	6,3	4,8	43	11,6	900
NPK	1,90	4,6	7,6	5,6	42	13,5	3 100
NPK + навоз + известь	2,05	6,0	2,2	10,3	82	0,5	10 800
Контроль	2,21	4,2	7,0	4,2	37	14,2	—
Известь	2,04	5,8	3,7	7,5	67	2,8	—
Контроль	1,88	4,8	5,9	5,8	49	8,2	330
Торфокомпост*, + NPK + + известь	1,95	6,2	2,0	11,0	85	0,1	5 900

* Низинный хорошо разложившийся торф с навозом и навозной жижей.

Отрицательное влияние кислых минеральных удобрений на свойства кислых почв связано не только со свободной кислотностью удобрений, но и с действием их оснований на поглощающий комплекс почвы. Вытесняя обменный водород и алюминий, они превращают обменную кислотность почвы в активную и при этом сильно подкисляют почвенный раствор, диспергируя скрепляющие структуру коллоиды и снижая ее прочность. Поэтому при внесении больших доз минеральных удобрений должна учитываться не только кислотность самих удобрений, но и величина обменной кислотности почвы.

Известь нейтрализует кислотность почвы, улучшает ее агрохимические свойства и устраняет отрицательное действие кислых минеральных удобрений. Даже небольшие дозы извести (от 0,5 до 2 *т/га*) увеличивают насыщенность почвы основаниями, понижают кислотность и резко уменьшают количество токсичного алюминия, который в кислых подзолистых почвах оказывает исключительно сильное отрицательное действие на рост и урожай растений.

В длительных опытах с использованием кислых минеральных удобрений на черноземах тоже отмечается небольшое увеличение кислотности почвы и снижение количества обменных оснований (табл. 124), что может быть устранено внесением небольших количеств извести.

Таблица 124

Влияние длительного внесения удобрений на свойства выщелоченного чернозема
(Кудзин, Сухобрус, 1966)

Условия опыта	Гумус по Тюрину, %	pH	Кислотность гидролитическая	Обменный Ca	Физические свойства, % к контролю			Подвижные элементы питания		
			мг-экв/100 *г*		водопроницаемость	порозность	влагоемкость	N гидролизуемый	P_2O_5	K_2O
Контроль	4,32	5,8	1,2	25,5	100	100	100	62	177	130
Минеральные удобрения	4,39	4,9	2,8	21,9	94	105	102	75	256	191
Навоз	5,06	6,2	0,9	26,9	143	110	112	87	248	195
Смешанные удобрения	4,86	5,7	1,8	24,2	136	109	112	81	266	202

Большое и всегда положительное влияние на все почвы оказывают органические удобрения. Под влиянием органических удобрений — навоза, торфяных компостов, сидератов — повышается содержание гумуса, увеличивается насыщенность почвы основаниями, в том числе кальцием, улучшаются биологические и физические свойства почвы (порозность, влагоемкость, водопроницаемость), а в почвах с кислой реакцией снижаются кислотность, содержание токсичных соединений алюминия и токсичных микроорганизмов. Однако существенное увеличение содержания гумуса в почве и улучшение физических свойств ее отмечаются только при систематическом внесении больших доз органических удобрений. Однократное внесение их в кислые почвы совместно с известью улучшает качественный групповой состав гумуса, но не приводит к заметному увеличению процентного содержания его в почве.

Точно так же торф, внесенный в почву без предварительного компостирования, не оказывает заметного положительного влияния на свойства почвы. Влияние его на почву резко возрастает, если он предварительно компостируется с навозом, навозной жижей, фекалиями или минеральными удобрениями, особенно щелочными, так как сам по себе торф разлагается очень медленно и в кислых почвах образует много высокодисперсных фульвокислот, поддерживающих кислую реакцию среды.

Большое положительное влияние на почву оказывает совместное внесение органических удобрений с минеральными. При этом особенно резко возрастают численность и активность нитрифицирующих бактерий и бактерий, фиксирующих атмосферный азот,— олигонитрофилов, свободноживущих азотфиксаторов и др. В кислых подзолистых почвах при этом снижается количество микроорганизмов на среде Аристовской, которые, по ее мнению, продуцируют большое количество сильных кислот, оподзоливающих почву.

ОКУЛЬТУРИВАНИЕ ПОЧВ

Со времени вовлечения целины в сельскохозяйственное производство почвы находятся под влиянием совместного действия механической обработки, культурных растений, удобрений, а в засушливых районах и орошения. Механическая обработка преобразует верхнюю часть профиля целинной почвы в рыхлый пахотный слой, улучшает водно-воздушный и тепловой режимы, увеличивает численность и активность микрофлоры, способствует разрушению первичных минералов и образованию активных форм и запасов элементов питания для растений. Культурные растения и удобрения, в свою очередь, обогащают почву органическим веществом, минеральными соединениями и азотом, повышают ее биологическую активность, улучшают агрохимические и физические свойства почвы. Растения и удобрения глубоко изменяют характер, а иногда и направление биологического круговорота элементов. Таким образом, под влиянием совместного действия на почву обработки, культурных растений и удобрений верхняя часть целинной почвы преобразуется в более или менее мощный, обогащенный гумусом культурный слой с благоприятными водно-воздушным и пищевым режимами.

Развитие культурного почвообразования и изменение свойств почвы после освоения целины зависят от уровня агротехники и сочетания культур, различающихся по характеру биологического круговорота и способам возделывания.

В агроценозах, как и во всякой экосистеме, постепенно устанавливается динамически равновесное соотношение процессов накопления органического вещества и доступных растениям элементов питания, с одной стороны, и процессов минерализации гумуса и потерь элементов питания с урожаями и путем геохимического выноса, с другой стороны. Всякое изменение условий агротехники и структуры посевных площадей приводит к изменению соотношения этих противоположных процессов, к изменению культурного процесса почвообразования и свойств почвы.

При низком уровне агротехники и низких урожаях равновесие смещается в сторону уменьшения содержания органического вещества в почве, преобладания потерь гумуса и элементов питания, разрушения структуры и ухудшения водно-физических свойств почвы. Снижение

содержания гумуса и ухудшение физических и химических свойств почвы может продолжаться до нового динамически равновесного уровня, на котором урожаи соответствуют тому количеству доступных элементов питания, какое может быть мобилизовано суженным биологическим круговоротом веществ, механической обработкой и микроорганизмами. Такое снижение содержания гумуса и ухудшение свойств почвы наблюдаются в очень длительных опытах и в производстве с бессменными культурами без применения удобрений. Там, где земледелие ведется на очень низком уровне, освоенные почвы отличаются от целинных почв значительно меньшим содержанием гумуса, распыленностью структуры и биохимической обедненностью. Их относят к группе освоенных, выпаханных почв.

При высоком уровне агротехники систематическое внесение органических и минеральных удобрений, при значительном участии злаков и бобовых трав в севооборотах, способствует смещению динамического равновесия почвенных процессов в сторону накопления гумуса и запасов элементов питания в доступной форме, улучшению свойств почвы и созданию режимов, благоприятных для растений. Планомерное улучшение свойств почвы и повышение ее плодородия путем мероприятий производственного воздействия на нее в ходе возделывания сельскохозяйственных растений называют *окультуриванием почвы*, а культурные почвы с высоким содержанием гумуса и благоприятными для роста и урожая растений свойствами — *окультуренными*.

При окультуривании почв разного типа естественный почвообразовательный процесс и свойства целинной почвы могут изменяться в разных направлениях. В одних случаях развитие культурного процесса и приемы окультуривания и мелиорации направлены на подавление естественного процесса почвообразования и на коренное изменение свойств целинной почвы (почвы подзолистого, солонцового, болотного типа). В других случаях, например при окультуривании почв прерий или черноземов, они сочетаются с естественным почвообразованием и лишь видоизменяют, усиливают или ослабляют отдельные его стороны (Благовидов, 1964; Ливеровский, 1962; Григорьев, Фридлянд, 1964; Гринченко и др., 1968).

Почвы подзолистого типа почвообразования и их свойства формируются в условиях недостатка оснований, недоусредненности биохимических продуктов гумификации, при промывном водном режиме и периодическом сезонном переувлажнении. В этой обстановке образуются высокодисперсные, подвижные и агрессивные фульвокислоты, которые вместе с кислыми продуктами метаболизма нетребовательных микроорганизмов обусловливают развитие подзолистого процесса — процесса разложения минеральной части почвы, перемещения продуктов этого разложения в нижние горизонты и их геохимического выноса.

При окультуривании подзолистой почвы условия и направление процесса почвообразования резко изменяются.

С удобрениями и тем более при известковании в почву вносится большое количество оснований, под влиянием обработки мобилизуются основания самой почвы, сокращается продолжительность сезонного переувлажнения, что вместе с большей усредненностью растительных остатков культурных растений и органических удобрений по сравнению с лесным опадом уменьшает образование высокодисперсных агрессивных кислот, оподзоливающих почву, и ослабляет подзолистый процесс. Эти же условия способствуют образованию более конденсированных, мало-

подвижных гуминовых кислот, которые при нейтрализации их Ca и Mg закрепляются в почве, повышая содержание в ней гумуса, увеличивают емкость поглощения и улучшают водно-физические свойства почвы (табл. 125). С увеличением оснований и насыщенности ими почвы снижается ее кислотность и содержание токсичных соединений алюминия и марганца; грибная, олиготрофная и токсичная микрофлора сменяется более требовательной и вместе с этим более активной, создаются благоприятные условия для развития процессов нитрификации и фиксации атмосферного азота и улучшения питательного режима.

Таблица 125

Изменение свойств дерново-подзолистой почвы при окультуривании
(Левин, 1965)

Степень окультуренности почвы	Гумус по Тюрину, %	pH солевой	Кислотность гидролитическая (мг-экв/100 г)	Сумма обменных оснований (мг-экв/100 г)	Степень насыщенности основаниями, %	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	С гуматов кальция, % к общему С
Целина, лес	2,86	3,87	10,3	4,7	31,4	—	—
Слабоокультуренная	2,06	4,24	6,4	6,1	48,8	0,83	2,7
Среднеокультуренная	2,59	5,39	4,5	6,6	59,5	1,27	9,3
Сильноокультуренная	4,22	6,50	1,7	18,0	91,0	2,11	12,6

Таким образом, при окультуривании подзолистой почвы подзолистый процесс постепенно ослабляется и нарастает культурный процесс почвообразования, который характеризуется накоплением в почве гумусовых веществ и в их составе гуматов кальция, увеличением количества оснований и элементов питания растений, снижением кислотности, улучшением структуры и водно-физических свойств, повышением биологической активности пахотного слоя и его плодородия.

В ослаблении подзолистого процесса очень большую роль играет улучшение структуры и водно-физических свойств подзолистой почвы, от которых зависят длительность переувлажнения почвы и образование агрессивных фульвокислот. Поэтому одного насыщения почвы основаниями, известкования в частности, недостаточно для подавления и прекращения подзолистого процесса. Нужен еще очень благоприятный водно-воздушный режим, исключающий продолжительное сезонное переувлажнение и анаэробные условия в почве.

При окультуривании серых лесных почв условия почвообразования тоже изменяются в сторону увеличения концентрации оснований, большей усредненности растительных остатков при их разложении, ослабления синтеза агрессивных фульвокислот и ослабления подзолистого процесса. Одновременно в почве накапливается гумус, снижается ее кислотность, улучшаются водно-физические свойства и пищевой режим (табл. 126).

Почвы степного типа почвообразования формируются при уравновешенном водном режиме, достаточном количестве оснований и усред-

Таблица 126

Изменение агрохимических свойств почв при окультуривании
(Соловьев, Антипов, 1966)

Почва и степень окультуренности	Гумус по Тюрину, %	pH солевой	Кислотность гидролитическая, *мг-экв*/100 *г*	Обменные катионы						Степень насыщенности основаниями, %	H+	Al+··
				мг-экв			% от суммы				*мг-экв*/100 *г* (по Соколову)	
				Ca^{+2}	Mg^{+2}	H^{-}	Ca^{+2}	Mg^{+2}	H+			
Светло-серая лесная:												
слабоокультуренная	2,50	4,5	5,7	9,46	1,64	0,10	84,5	14,6	0,9	66,2	0,07	0,05
окультуренная	2,68	5,2	3,3	12,34	1,66	0,04	87,9	11,8	0,3	81,0	0,04	0,0
Серая лесная:												
слабоокультуренная	2,10	4,8	4,1	13,58	2,36	0,06	85,0	12,4	0,4	79,6	0,11	0,04
окультуренная	2,90	5,2	3,6	15,36	2,41	0,06	86,1	13,5	0,3	83,5	0,03	0,02

ненности растительного опада, при нейтральной или слабощелочной реакции. В этих условиях образуются и накапливаются преимущественно высокомолекулярные гуминовые кислоты, прочно связанные с кальцием, которые закрепляются в почве, придавая ей темно-серую, почти черную окраску. Создаются благоприятные условия для биохимического синтеза вторичных минералов, что вместе с накоплением гумуса обусловливает увеличение поглотительной способности почвы. При почти полной обратимости циклов биологического круговорота в условиях уравновешенного водного режима в верхних горизонтах почвы биологически аккумулируются органогены — P, Ca, K, S.

Целинные черноземы обладают высоким потенциальным плодородием, но вместе с этим биологически менее активны, чем культурные почвы, и потому имеют более замедленный цикл накопления и разложения органического вещества и замедленный биологический круговорот химических элементов.

Распашка и окультуривание целинных черноземных почв преобразуют их верхние горизонты в качественно новый культурный слой, обладающий высоким потенциальным плодородием. В почве резко увеличивается численность микроорганизмов, в том числе актиномицетов, нитрификаторов и бактерий, фиксирующих атмосферный азот,— олигонитрофилов, азотобактера и др. Одновременно в ней увеличивается содержание доступных элементов питания, в частности гидролизуемого азота. В целом повышается эффективное плодородие почвы. Проведенные в течение ряда лет вегетационные опыты показывают, что урожаи овса на пахотных почвах в 2—2,5 раза выше, чем на целинной почве (табл. 127).

В культурных черноземных почвах улучшается качественный состав гумуса — увеличивается содержание гуминовых кислот и величина их отношения к фульвокислотам. Вместе с тем в культурных почвах по сравнению с целинными усиливаются процессы минерализации гумуса

и за счет этого снижаются содержание гумуса, азота и величина емкости поглощения. Это особенно проявляется в первый период освоения целины, когда усиленно минерализуется органический детрит, накопленный за многие десятилетия в самом поверхностном слое целинной почвы. В этот период процесс минерализации гумуса преобладает над процессами его образования, так как в результате смены естественной луговостепной растительности на культурную уменьшается общее количество органического вещества, поступающего в почву. Как видно из данных табл. 127, при невысоком уровне агротехники снижение содержания гумуса и азота, а вместе с ними и емкости поглощения может продолжаться около 50 лет и замедляется при достижении нового равновесного положения в биологическом круговороте органического вещества и азота в культурных посевах. Реакция почвы и насыщенность ее основаниями заметно не изменяются. При высоком уровне агротехники в результате внесения удобрений (табл. 128) содержание и запасы гумуса и азота в почве увеличиваются и могут достигать или превышать запасы их в целинных и залежных почвах.

Таким образом, приемы окультуривания и культурный процесс почвообразования не противостоят естественному почвообразовательному процессу в черноземах. Они сочетаются один с другим, и оба направлены в сторону образования гумуса и накопления элементов питания.

В условиях сухих и полупустынных степей приемы окультуривания улучшают водно-физические свойства целинных почв — повышают их порозность, водопроницаемость, водоудерживающую способность и запасы влаги в почве (табл. 129). При разложении остатков культурных растений в этих условиях не наблюдается биогенного накопления обменных щелочей и образования в щелочной среде высокодисперсных фульвокислот, как это имеет место в целинных почвах. Культурный почвообразовательный процесс в сухих степях направлен на образование и закрепление в почве гумусовых веществ, биогенный синтез поглощающего комплекса почвы, увеличение емкости поглощения и снижение щелочности. Под культурными растениями в биологическом круговороте

Таблица 127

Изменение свойств целинного чернозема при длительном сельскохозяйственном использовании

(по Гринченко и др., 1966)

Угодье	pH	Гумус, %	Азот		Емкость поглощения, *мг-экв*/100 *г*	% от емкости поглощения		Микроорганизмы, в 1 *г* сухой почвы				Урожай овса в вегетационных опытах, *г*/сосуд
			общий, %	гидролизуемый, *мг*/*кг*		Ca+ +Mg	H	актиномицеты, млн.	нитрификаторы, тыс. колоний	олигонитрофилы, млн.	азотобактер, % обросших комочков	
Целина	7,10	8,1	0,50	83	51,5	95,4	2,2	4,39	300	5,88	Не обнаружен	9,1
Пашня 12 лет	7,25	7,7	0,47	98	50,3	95,8	2,2	5,60	1500	8,30	То же	25,4
» 37 лет	7,20	7,3	0,41	92	48,6	95,7	2,2	7,60	2000	7,55	13	22,8
» 50 лет	7,00	5,8	0,32	81	43,6	95,6	2,1	—	—	—	—	—
» >100 лет	7,00	5,4	0,32	99	41,8	95,5	2,3	6,65	1830	10,33	17	18,2

Таблица 128

Изменение запасов гумуса и азота при вовлечении целинных черноземов в сельскохозяйственное производство

(Лаврентьев, 1966)

Почва, район	Угодье, варианты долголетних опытов (20—35 лет)	Гумус			Азот	
		в слое 0—10 *см*, %	запас в слое 0—50 *см*, *т/га*	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	в слое 0—10 *см*, %	запас в слое, 0—50 *см*, *т/га*
Типичный мощный чернозем, Стрелецкая степь	Целина некосимая	9,09	308,0	1,8	0,49	16,0
	Пашня 67 лет	5,64	242,9	2,0	0,28	11,6
	Бессменный пар 16 лет	6,29	294,2	2,5	0,32	14,6
	Огород удобренный	6,84	329,1	2,0	0,37	16,8
То же, Казацкая степь	Целина косимая	10,64	389,5	1,8	0,63	22,7
	Пашня: 35 лет	8,10	384,5	—	0,44	20,5
	45 лет	8,10	378,8	2,0	0,42	20,0
Чернозем выщелоченный и оподзоленный, Орловская оп. станция	Залежь многолетняя	10,83	470,2	1,4	0,55	21,9
	Пашня: без удобрений	7,33	385,8	1,9	0,38	19,2
	навоз + суперфосфат	8,67	400,7	2,1	0,41	19,8
Чернозем мощный средневыщелоченный, Харьковская обл.	Залежь многолетняя	7,44	333,7	2,5	0,39	16,8
	Пашня: без удобрений	5,82	305,9	2,7	0,30	15,8
	навоз	6,26	340,2	3,0	0,38	16,7
	NPK	6,23	331,3	3,2	0,34	17,1
Чернозем обыкновенный, Днепропетровская обл.	Залежь многолетняя	5,47	255,5	3,0	0,28	12,5
	Пашня: без удобрений	3,98	222,5	2,9	0,20	10,9
	навоз	4,19	240,6	2,4	0,21	11,6
	навоз + NPK	4,33	241,7	—	0,20	11,4

Таблица 129

Водно-физические свойства целинных и пахотных каштановых почв

(Тюрина-Зейналашвили, 1965)

Почва	Объемный вес, *г/см*³	Порозность, %			Влагоемкость полная, %	Запасы воды в слое 0—5 *см*, *т/га*	
		общая	некапиллярная	капиллярная		при полной влагоемкостн	в т. ч. доступной растениям
Темно-каштановая:							
целина	1,28	53,6	34,2	19,4	30,7	186,2	89,3
пашня орошаемая	1,20	55,4	38,0	17,4	36,0	191,7	103,8
пашня неорошаемая	1,20	55,1	36,8	18,2	34,6	197,0	112,9
Каштановая:							
целина	1,30	49,4	33,4	16,0	38,3	175,2	85,5
пашня	1,24	53,9	32,5	21,4	39,0	181,2	90,6
Светло-каштановая:							
целина	1,24	50,6	37,2	13,4	33,0	184,3	99,3
пашня	1,19	55,3	27,2	18,1	34,9	203,7	130,1

Таблица 130

Изменение свойств среднестолбчатого солонца при окультуривании
(Тюрина-Зейналашвили, 1965)

Почва	Гумус по Тюрину, %	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$	Обменные катионы					Порозность общая, %	Влагоемкость общая, %	Запас доступной влаги в слое 0—50 см, т/га	Подвижные элементы питания, мг/100 г		
			сумма, мг-экв/100 г	Ca	Mg	Na	K				N гидролизуемый	P_2O_5 по Мачигину	K_2O по Масловой
				% от суммы									
Солонец среднестолбчатый	1,90	1,0	28,6	41,5	40,5	14,6	3,4	48,7	30	62,6	3,2	24,0	24
То же, окультуренный	2,29	1,6	29,7	61,5	31,5	3,4	3,6	52,1	34	122,1	7,4	72,0	47

изменяется соотношение щелочных земель (Ca и Mg) и биогалогенов, обменный натрий замещается биогенным кальцием и при ежегодном отчуждении надземной массы происходит рассолонцевание почвы. В табл. 130 показано изменение свойств среднестолбчатого солонца при окультуривании. В окультуренном солонце больше гумуса, притом с более широким отношением $C_{гк} : C_{фк}$; улучшаются его водно-физические свойства. В составе обменных оснований резко понижается содержание обменного натрия и отчасти магния за счет увеличения обменного кальция. Увеличивается содержание доступного растениям азота, фосфора и калия.

Сероземы полупустыни и пустынные серо-бурые и такырные почвы, которые в естественных условиях характеризуются накоплением биогалогенов, щелочной реакцией, низкой биологической активностью и небольшим содержанием гумуса, при окультуривании в условиях орошаемого земледелия претерпевают существенные изменения. Под влиянием орошения резко возрастает биологическая активность пустынных почв. Так, известно, что уже в первый год орошения общее количество микроорганизмов в такырной почве увеличивается с 0,9 до 1,6 млн. клеток на 1 г почвы, нитрификаторов — с 0,01—0,2 тыс. до 2,7 тыс., азотобактера — от 0,01 до 61 тыс.

При оптимальном для культурных растений режиме орошения, введении хлопково-люцерновых севооборотов и внесении больших доз удобрений целинная почва утрачивает свое первоначальное строение и тем больше, чем длительнее период орошения. В ней увеличивается содержание гумуса, улучшается его качественный состав (растет отношение $C_{гк} : C_{фк}$), повышается содержание азота. Она обогащается иловатыми частицами, принесенными ирригационными водами, повышается емкость поглощения и способность удерживать элементы питания растений. Содержание последних увеличивается, повышается эффективное и потенциальное плодородие почвы (табл. 131).

В первое время при орошении наблюдается некоторая усадка — уплотнение почвы, но староорошаемые почвы отличаются высокой микроагрегатностью, сильно переработаны червями и обладают лучшими водно-физическими свойствами. В составе обменных оснований этих почв увеличивается содержание магния. При правильном режиме

Таблица 131

Изменение свойств орошаемых пустынных почв Мургабского оазиса

(Минашина, Молодцов, 1965)

Почвы	Гумус, %	Состав гумуса, % от общего С			Ил (<0,001 мм), %	Емкость поглощения, мг-экв/100 г	Обменные основания, % от суммы		P_2O_5		Объемный вес, г/см³	Порозность, %	Коэффициент фильтрации, мм/мин
		$C_{гк}$	$C_{фк}$	$\frac{C_{гк}}{C_{фк}}$			Ca	Mg	валовой, %	подвижный, мг/100 г			
Пустынные и такыры	0,5	12	34	0,3	21	9	88	4	0,09	19	1,53	43	0,05
Орошаемые	1,18	18	21	0,8	28	13	61	31	0,10	32	1,41	49	0,25

орошения и хорошей поливной воде не наблюдается засоления почв и вхождения в поглощающий комплекс натрия. При очень длительном многовековом орошении образуются мощные толщи ирригационных наносов и совершенно новые культурно-поливные почвы высокого плодородия.

Таким образом, во всех природных зонах культурный процесс почвообразования направлен на формирование мощного, богатого гумусом, структурного, биологически активного культурного слоя, обладающего высоким эффективным и потенциальным плодородием. В этом смысле культурный процесс почвообразования универсален. Вместе с этим окультуренные почвы различаются рядом признаков, связанных с условиями почвообразования. Культурные дерново-подзолистые почвы, например, имея такое же высокое содержание гумуса, как и некоторые черноземы, но сформировавшись в условиях промывного режима и кислой реакции, отличаются от культурных почв степного типа почвообразования повышенной дисперсностью гумусовых веществ, включая гуминовые кислоты, низкой емкостью поглощения и высокой подвижностью и постоянным геохимическим выносом оснований, в том числе кальция. Так, высокоокультуренные дерново-подзолистые почвы, содержащие 5% гумуса, имеют емкость поглощения около 20 *мг-экв*/100 *г*, т. е. почти в 2 раза меньше, чем черноземы с таким же содержанием гумуса, и с течением времени, вследствие геохимического выноса оснований, нуждаются в повторном известковании.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ОКУЛЬТУРЕННЫХ ПОЧВ

Для разработки практических мероприятий по окультуриванию почв, вопросов их классификации и теории культурного процесса почвообразования большое значение имеет изучение тех изменений свойств и процессов, какие происходят при окультуривании почв.

В настоящее время различают четыре метода изучения окультуренных почв (Григорьев, Фридлянд, 1964).

1. Опытно-стационарные исследования. Изучаются свойства и режимы почвообразовательных процессов на участках с почвами разной степени окультуренности в связи с применением различных приемов и си-

стем агротехники. Метод требует многолетних исследований и трудоемок, но он позволяет наиболее точно определить роль каждого агротехнического приема в изменении свойств почвы и разработать наиболее рациональные способы окультуривания и использования почв.

2. Изучение свойств почвы на территориях, имеющих документально зафиксированный исходный почвенный покров и историю его сельскохозяйственного использования (применявшиеся агротехника и мелиоративные мероприятия, чередование культур в севооборотах и др.). Такими объектами могут быть поля опытных станций или научно-исследовательских учреждений, сортоучастков и т. п. На них устанавливаются характер и интенсивность изменений в результате окультуривания и зависимость между плодородием почвы и ее свойствами.

3. Изучение изменений структуры почвенного покрова в результате земледельческого использования почв — соотношения ее компонентов с разными свойствами. При этом особенно тщательно учитываются процессы эрозии.

4. Сопоставление профилей целинных и пахотных почв разной степени окультуренности (сравнительно-географический метод). При работе этим методом выбираются исходно идентичные по условиям залегания и почвообразующим породам окультуренные и целинные участки или участки разной степени окультуренности и на них изучаются свойства почв. Это наиболее распространенный метод. С его помощью накоплен большой фактический материал по изменению морфологических и химических свойств почвы под влиянием всей суммы воздействий на нее, какие имели место со времени освоения целины. Метод позволяет выявить особенности различно окультуренных почв по сравнению с природными, но не позволяет судить о том, какими агротехническими приемами получены эти изменения и в течение какого времени. Нельзя при этом оценить роль каждого из агротехнических приемов в окультуривании почвы.

Точность сравнительно-географического метода во многом зависит от правильности выбора сравниваемых участков. Пользуясь этим методом, необходимо наряду с другими свойствами определять объемный вес почвы, а в целинных почвах еще и количество органического детрита в поверхностных горизонтах. Простое сопоставление процентного содержания гумуса и элементов питания, а не их абсолютных запасов в толще целинной и культурной почвы приводит часто к неправильным выводам. Дело в том, что при вспашке целинных и залежных почв в результате перемешивания поверхностных горизонтов с нижними происходят усреднение и уменьшение процентного содержания гумуса, прочных структурных отдельностей и элементов питания в пахотном слое, в то время как общие запасы их в толще почвы могут не изменяться.

КЛАССИФИКАЦИЯ КУЛЬТУРНЫХ ПОЧВ

Классификация культурных почв по степени их окультуренности имеет важное значение для разработки мероприятий по рациональному использованию культурных почв и их картографирования. Она должна быть составной частью общей генетической классификации почв и отражать культурный процесс почвообразования и свойства культурных почв.

В первых попытках подразделения культурных почв по степени окультуривания в основу классификации были положены не внутренние

свойства и процессы, протекающие в почве, а методы освоения и окультуривания почв. Выделялись почвы разные по степени унавоженности (Карпинский, 1933; Францессон, 1934), почвы известкованные, оторфованные, гипсованные, осушенные и т. п. (Ярков, 1942).

В более поздних работах другого направления культурные почвы классифицировались по совокупности свойств и особенностей культурного почвообразования, приобретенных в земледельческий период их развития. Таковы классификации Н. Л. Благовидова (1964), Е. Н. Ивановой (1956), И. Ф. Гаркуши (1956), Г. И. Григорьева и В. М. Фридлянда (1964) и др.

В классификации Г. И. Григорьева и В. М. Фридлянда (1964) все культурные почвы разделяются на освоенные; окультуренные и культурные; преобразованные, в которых изменено взаиморасположение горизонтов, созданы новые горизонты или коренным образом изменен режим, и искусственные (парники, теплицы, кольматажные почвы). В настоящее время принято культурные почвы разделять на освоенные, окультуренные и сильноокультуренные.

Классифицируя наиболее распространенные почвы первой и второй групп, авторы исходят из того, что их свойства характеризуют разную степень изменения естественного почвообразования и природных свойств естественных почв — от небольших изменений на уровне вида и подвида (например, различно выпаханные и эродированные черноземы) до изменения направления процесса почвообразования и коренного изменения свойств почвы с образованием нового типа почвы, как это имеет место, например, при окультуривании подзолистых почв.

В соответствии с этой классификацией наряду с лесными дерново-подзолистыми слабо-, средне- и сильноподзоленными почвами выделяются освоенные и окультуренные почвы тех же степеней оподзоленности и, кроме того, дерново-подзолистые сильноокультуренные (культурные) почвы среднемощные и мощные, а среди освоенных — выпаханные. Также подразделяются культурные серые лесные почвы.

Подразделение почв по степени окультуренности проводится по совокупности наиболее устойчивых диагностических признаков: мощность, структура и окраска гумусового, подзолистого или осолоделого горизонтов, содержание гумуса и его групповой состав, емкость поглощения и состав обменных оснований, степень насыщенности основаниями, pH, количество подвижных форм азота, фосфора и калия. Даются придержки колебаний этих диагностических признаков для почв разной степени окультуренности.

Подзолистые почвы широко распространены, давно используются в земледелии и больше других нуждаются в окультуривании. Поэтому их классификация разработана наиболее полно. Что касается культурных почв других областей, то их окультуривание изучено значительно меньше. К настоящему времени получено еще недостаточно фактического материала для подразделения их по степени окультуренности и разработки общей классификации культурных почв.

ЧАСТЬ ВОСЬМАЯ

СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ МИРА

Номенклатура и классификация почв

Почвенно-геохимические формации мира

Опыт историко-генетической классификации почв мира

Легенда и международная номенклатура почв мира

Вопрос о систематике почв земного шара в настоящее время является, пожалуй, одним из наиболее трудных и дискуссионных в почвоведении. Это обусловлено, с одной стороны, сложностью всяких классификационных построений, а с другой — большим разнообразием научных школ и воззрений в этой области, где до последнего времени, к сожалению, преобладали более или менее субъективные описательные представления.

Систематика как раздел почвоведения имеет целью освещение двух основных моментов в связи с инвентаризацией и последовательным рассмотрением почв мира: системы номенклатуры почв и системы классификации почв [1].

---

[1] Написано совместно с Б. Г. Розановым и Е. М. Самойловой.

НОМЕНКЛАТУРА И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ

НОМЕНКЛАТУРА ПОЧВ, СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Поскольку человек издавна имел дело с землей, получая от нее основные средства для своего существования, то вполне естественно, что еще задолго до появления науки о почве народ давал меткие названия различным почвам, в соответствии с каким-либо особенно выделяющимся их свойством. Такими названиями являются «чернозем», «подзол», «солончак», «супесь», «солодь» и др. Местные названия почв есть в языках всех народов мира.

По мере развития почвоведения и описания все новых и новых видов почв в науке накопилось очень много самых разнообразных локальных почвенных названий, в основе которых лежат различные принципы. В советском почвоведении продолжалось традиционное использование цветовых характеристик. Прочно вошли в научный язык «каштановые», «серые», «бурые», «красноземные», «сероземные» почвы, введены новые названия — «подбел», «подбур».

Однако, поскольку цвет мог быть одинаковым у самых разных почв, в номенклатуру все чаще стали вводить ландшафтные характеристики: «тундровые глеевые», «серые лесостепные», «бурые полупустынные», «серо-бурые пустынные» и т. п. Так, постепенно сложилась номенклатура почв, в большинстве случаев базирующаяся на цветовых и ландшафтных характеристиках; наряду с этим сохранились и традиционные народные термины.

Дополнения, характеризующие свойства почв, вводились в номенклатуру не всегда и не на высших таксономических уровнях.

Отсутствие четких единых принципов построения названий почв привело к очень большой терминологической путанице. Нередко генетически одинаковые почвы назывались по-разному и, наоборот, совершенно различные почвы объединялись сходными названиями. Некоторые названия настолько утратили свой первоначальный смысл, что почвоведам пришлось от них отказаться. Так случилось с термином «латерит», близкая судьба у термина «бурозем».

Критически рассмотрев существующую номенклатуру почв, Ю. А. Ливеровский (1970) совершенно справедливо отметил, что необходимо выделить следующие определяющие моменты истории нашей номен-

клатуры: а) развитие номенклатуры почв происходило в значительной степени стихийно; б) в существующих названиях почв часто воплощены совершенно различные номенклатурные принципы и методы, по существу противоречащие друг другу.

Вопрос о номенклатуре почв особенно остро стоит в настоящее время в связи с усилением международных связей между почвоведами и осуществлением крупнейших научных проектов общепланетарного масштаба, таких, как «Международная биологическая программа», «Почвенная карта мира», и ряда других.

Почвоведам всего мира нужна единая терминология. Однако попытки создания международной номенклатуры почв встречают весьма существенные трудности и вызывают ожесточенные дискуссии. Это объясняется тем, что на современном этапе номенклатура почв непосредственно и очень тесно связана с их классификацией. Отказаться от старой номенклатуры это значит одновременно изменить и классификацию почв.

Почвоведы Департамента земледелия США пошли на коренную ломку сложившейся терминологии, предложив в 50—60-х годах систему, известную сейчас под названием «7-е приближение». Эти изменения в США были введены административным актом, однако не все американские почвоведы перешли на новую систему номенклатуры почв. В этой системе для названия почв используются греко-латинские корни, условно отражающие какие-либо существенные свойства почв.

Советскими почвоведами это нововведение было воспринято критически, как непригодное для международной почвенной номенклатуры по многим причинам. Эта терминология крайне искусственна, отбрасывает полностью традиционные названия и не является продуктом коллективной разработки ученых разных стран (В. А. Ковда, выступления на конгрессах и номенклатурных совещаниях в 1956, 1960, 1964 гг.). Новые американские термины образуют «условные неблагозвучные названия», которые «не могут войти в практику нашего почвоведения» (Орловский, 1967). Американцы не привели «убедительных аргументов в пользу этого радикального нововведения» (Герасимов, 1962). В новых названиях слабо отражаются свойства почв, особенности морфологии и состояние увлажнения и теплового режима (Ливеровский, 1970). В то же время советские почвоведы всегда отмечали прогрессивность идеи коллективного создания единой международной почвенной номенклатуры путем использования традиционных и условных названий на основе греческих, латинских и славянских слов.

Новая американская система довольно проста. Основные названия десяти порядков (наивысший таксономический уровень) строятся от условного латинского корня с прибавлением окончания слов «соль» (почва): энтисоль (Entisol), вертисоль (Vertisol), инсептисоль (Inseptisol), аридисоль (Aridisol), моллисоль (Mollisol), сподосоль (Spodosol), альфисоль (Alfisol), ультисоль (Ultisol), оксисоль (Oxisol) и гистосоль (Histosol). Для следующего таксономического уровня — подпорядка — берется корень порядка и приставка, характеризующая условия водно-теплового режима. Например, для вертисолей (от латинского «vert» — оборачивать, самомульчирующиеся плотные почвы) выделяется пять подпорядков, в которых взят корень «ерт» и соответствующая приставка: торрерты — от Torr (очень сухой), удерты — от Ud (влажный), пеллудерты — от Pellud (влажноватый), ксереpты — от Xer (чередование влажного и сухого), устерты — от Ust (теплый и сухой).

Для следующего, более низкого таксономического уровня добавляются приставки, характеризующие какое-либо морфологическое свойство почвы. Например, устерты делятся на: хромустерты — окрашенные устерты, грумустерты — комковатые устерты, масустерты — бесструктурные устерты. Названия последующих уровней почвенной номенклатуры строятся на том же принципе.

Всего в системе выделяется 10 порядков, 38 подпорядков, 120 больших групп, 180 подгрупп, 500 семейств и 8000 серий.

Новая американская система номенклатуры почв для США является шагом вперед по сравнению с принятыми там ранее сериями почв. Однако она была подвергнута широкой критике и не принята в качестве основы для мировой номенклатуры почв.

Значительная работа по созданию международной номенклатуры почв была проведена Консультативным комитетом экспертов, в который вошли крупнейшие почвоведы мира, в связи с созданием по проекту ФАО [1]—ЮНЕСКО Мировой почвенной карты масштаба 1 : 5 000 000. Эта карта не включает, естественно, абсолютно все существующие в мире почвы из-за мелкомасштабности, но легенда отражает практически все наиболее крупные группы почв земного шара. В этом капитальном коллективном международном научном труде удачно решается и проблема почвенной номенклатуры. Предлагаемые названия почв весьма отличаются от искусственных американских терминов и во многом сохраняют традиции почвенной номенклатуры. В новую номенклатуру вошли многие славянские названия почв, ставшие общеупотребительными: подзол, чернозем, каштанозем, рендзина, солонец, солончак. Использованы многие термины западного происхождения, ставшие международными: ранкер, андосоль, вертисоль, ферральсоль, литосоль. В некоторых терминах используются корни русских слов: глейсоль, файозем, грейзем. Для многих типовых определений также используется русская или международная терминология: солодевые, такыровые, глеевые, гумусовые, железистые. Значительное применение нашли корни слов латинского и греческого языков, точно соответствующие установившимся в почвоведении понятиям (см. Корреляцию номенклатуры почв мира, стр. 425). Такой широкий подход и объясняет тот факт, что IX Международный конгресс почвоведов в 1968 г. принял эту номенклатуру в качестве международной.

Наличие общепризнанной международной номенклатуры не отрицает необходимости в национальных номенклатурах почв, но облегчает взаимное понимание почвоведов разных наций и позволяет обобщать разрозненные данные в масштабах всей планеты.

Конечно, принятая номенклатура не является вполне совершенной, несмотря на ее простоту и удобство, однако как первая попытка создания международного языка почвоведов она может быть признана удачной.

Введение новой номенклатуры требует также пересмотра старых классификационных представлений. Но эта большая работа еще только начинается.

---

[1] Организация при ООН по продовольствию и земледелию.

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ

Как справедливо отметила М. А. Глазовская (1966), классификационная проблема в почвоведении — это одновременно самая «старая» и самая «молодая» проблема, вызывающая наибольшие дискуссии (1931—1935, 1955—1956, 1960—1962, 1965—1970 гг.), во время которых подводились итоги предшествующего развития классификационных работ и обсуждались различные схемы новых классификационных построений. Обсуждение этих вопросов продолжается и в настоящее время.

Важно отметить, что на всех этапах развития классификационной проблемы господствовал генетический подход, свойственный советской школе почвоведов. В советской почвенно-генетической школе имеются три основных классификационных направления: 1) географо-генетическое, или, по терминологии И. П. Герасимова (1964), факторно-генетическое, 2) профильно-генетическое, 3) эволюционно-генетическое (историко-генетическое). Некоторые классификационные схемы занимают промежуточное положение, так как их авторы стремились найти пути сближения разных точек зрения.

В каждом из названных направлений, и в этом советская почвенно-генетическая школа полностью едина, за основную единицу почвенной классификации берется тип почвы. Хотя понятие о почвенном типе со времени введения его В. В. Докучаевым существенно изменялась по мере углубления знаний о почвах, тем не менее то понятие о почвенном типе, которое было сформулировано на основании всех предшествовавших работ Л. И. Прасоловым в докладе на Всесоюзном совещании по классификации почв в декабре 1935 г. (Прасолов, 1937), в настоящее время с теми или иными дополнениями общепринято в СССР. Согласно этому определению, к одному типу должны относиться почвы, имеющие сходство процессов превращения и миграции веществ и как следствие этого: 1) сходный характер водного и теплового режимов; 2) сходство экологических условий и типов растительности; 3) сходное строение почвенного профиля по наличию генетических горизонтов как результат фиксирования процесса развития; 4) сходный уровень природного плодородия, обусловленный водно-воздушным режимом и концентрацией доступных элементов пищи растений (Иванова, 1956).

Понятие о почвенном типе явилось столь удачным, что после перевода на иностранные языки известного учебника почвоведения К. Д. Глинки и после Первого международного конгресса почвоведов в 1927 г. оно прочно вошло в арсенал мировой науки под тем или иным наименованием. В США и Канаде ему соответствует понятие больших почвенных групп (Marbut, 1928; Leachey, 1966 г.; Smith, 1965), во Франции — групп (Aubert, 1956), в Бельгии — больших групп, в ГДР и ФРГ — типов почв, австралийская школа почвоведов развивает близкое нашему понятие почвенного типа (Stephens, 1953). И почти во всех случаях понятие почвенного типа служит опорной таксономической единицей классификации почв мира.

Выделение таксономических единиц, более мелких, чем тип почвы, сейчас у нас не вызывает дискуссий и после утверждения Междуведомственной комиссией по номенклатуре, систематике и классификации почв общепринято в СССР. В советской генетической школе принято деление типов на подтипы, роды, виды и разновидности. Другие национальные школы приняли иное разделение типов на более мелкие единицы и отличные принципы их номенклатуры (табл. 132).

Таблица 132

Сравнение таксономических единиц, выделяемых в СССР и некоторых других странах

СССР (Иванова, 1956)	Франция	США	ФРГ, ГДР
Группа классов			
Класс	Classe	Order	Abteilungen
Подкласс	Sous-classe	Sub-order	Klassen
Ряд			
Тип	Groupe	Great group	Typen
Подтип	Sous-groupe	Sub-group	Sub-Typen
Род	Famille	Family	Form
Вид	Serie	Series	Varietet
Разновидность	Type	Type	Sub-varietet
Вариант	Phase	Phase	

Что касается таксономических подразделений выше уровня типа, то здесь пока нет единства среди ученых разных классификационных направлений. Объединение типов почв в различные группы производится по-разному, в зависимости от того или иного направления.

Возвращаемся к упомянутым трем направлениям разработки классификационной проблемы в советской почвенно-генетической школе.

Первое из перечисленных выше направлений — географо-генетическое — имеет свои истоки в классификационных схемах В. В. Докучаева и Н. М. Сибирцева и развито наиболее полно, что объясняется особенно большим размахом почвенно-географических, в том числе мелкомасштабных, исследований в нашей стране. В этих исследованиях всегда значительное внимание уделялось взаимосвязям почв с комплексом факторов почвообразования, с географией ландшафтов, причем исходной основой всех классификационных построений являлась почвенная карта, географическое распространение почв и их сочетаний.

Это классификационное направление разрабатывалось целой плеядой советских почвоведов, среди которых можно назвать имена К. Д. Глинки, Д. Г. Виленского, С. А. Захарова, А. Я. Афанасьева, Г. М. Тумина, Г. Н. Высоцкого, И. П. Герасимова, А. А. Завалишина.

Особенно детально оно разработано в трудах Е. Н. Ивановой и Н. Н. Розова, определяющего данное направление как эколого-генетическое (Иванова, 1956; Розов, 1956; Иванова и Розов, 1967). В основу эколого-генетического подхода, как указывают сами авторы, положены морфологические, физико-химические и другие свойства почв, которые изучаются с точки зрения их сущности и происхождения. Поэтому при анализе каждого почвенного профиля рассматривается широкая цепь явлений, состоящая из трех звеньев: свойства почв — процессы почвообразования — факторы почвообразования. Основанная на этом принципе классификационная система строится на трех координатных осях: эколого-генетические группы — классы почв выделяются по характеру термического фактора, генетические ряды почв — по характеру увлажнения, и наконец биофизико-химические ряды почв — по характеру физико-химических свойств почв. При этом мировые группы классов почвообразования совпадают с основными термическими поясами планеты, а классы почв — с ландшафтно-географическими зонами или провинциями.

Такие широкие объединения почв по географическому принципу, включающие многие весьма различные по характеру почвы, вызывают

обоснованные возражения (Глазовская, 1966б). При таком подходе к классификации почв остаются невскрытыми внутренние коренные связи между различными типами почв, не вскрыт генезис почв в самой системе классификации. В то же время нельзя отбросить то рациональное, что есть в эколого-генетическом подходе, а именно: учет энергетического и балансового фактора почвообразования, учет всего комплекса свойств почв, а не произвольно выбранных, учет всей системы факторов почвообразования и реально существующих пространственных закономерностей их размещения.

Второе направление в классификации почв — профильно-генетическое — связано с работами П. С. Коссовича (1911), К. Д. Глинки (1924), К. К. Гедройца (1925), Н. П. Ремезова (1932), А. А. Роде (1947, 1955), которые развили представления о почвообразовательных процессах и направлениях, или типах почвообразования. Дальнейшее развитие эти представления получили в исследованиях И. П. Герасимова и М. А. Глазовской (1960), выделивших три группы почвообразовательных процессов, которые включают десять типов элементарных процессов. Понятие о последних было введено еще С. С. Неуструевым и С. А. Захаровым: первичное почвообразование, сиаллитизация, аллитизация, гумусонакопление, торфонакопление, засоление, рассоление, оглеение и оруденение, выщелачивание и оподзоливание. На сочетании этих процессов авторы строили свою концепцию классификации почв.

Еще позднее эти представления разрабатывались и углублялись В. Р. Волобуевым (1964а) и М. А. Глазовской (1966а,б). Хотя оба исследователя несколько различно подходят к критериям для выделения наиболее крупных таксономических единиц (типы органо-минеральных реакций у В. Р. Волобуева и геохимические ассоциации по соотношению реакции и окислительно-восстановительных условий у М. А. Глазовской), в принципиальном подходе к классификации почв у них много общего.

В любом варианте такого подхода, когда за основу классификации принимаются почвенные свойства, остается неясным вопрос о том, какие же именно свойства должны быть выбраны в качестве критериев и на каком таксономическом уровне. В то же время создание системы почвенной классификации, построенной на количественном учете собственно почвенных признаков, причем вполне определенных на каждом таксономическом уровне, весьма привлекательно с методологической точки зрения и, несомненно, должно быть использовано для общей классификации почв в будущем.

Третье — эволюционно-генетическое (историко-генетическое) — направление в классификации почв развивали в своих трудах П. С. Коссович (1911), Д. Г. Виленский (1924), С. С. Неуструев (1923, 1926), Б. Б. Полынов (1909, 1917, 1933), В. А. Ковда (1933, 1966), Ковда с соавт. (1966, 1967, 1968). Согласно представлениям этих ученых, почвы должны объединяться в те или иные группы на основании их историко-генетических связей. Поскольку почва как самостоятельное тело природы находится в постоянном развитии, будучи сформированной из горных пород или предшествовавших видов почв, эволюционные генетические связи почв могут быть реальной основой для их классификации. При этом вся почвенная классификация может иметь либо единый ряд, либо систему параллельных эволюционных рядов.

В последнее время появилось значительное количество работ, которые позволяют на новой качественной основе рассматривать историю развития поверхности суши земного шара и связывать эволюцию и гео-

графию почвообразовательного процесса с общей эволюцией земной коры При этом выясняется существенная роль тектонических движений земной коры и гипергенных процессов в целом в эволюции почв земного шара (Заморий, Ромоданова, 1950; Ковда, 1954, 1965; Перельман, 1961; Николаев, 1962; Марков, 1965; Марков и др., 1965, 1968; Ковда, Самойлова, 1966; Глазовская 1966а, б).

Эти и другие новейшие материалы позволили вскрыть новые существенные особенности почвенного покрова земного шара, имеющие принципиальное значение для понимания эволюции почв и построения почвенной классификационной системы. Выяснилось, что в основу современной классификации почв могут быть положены объективно существующие генетические и пространственные связи отдельных почвенных индивидуумов, которые можно вскрыть путем научного анализа существенных особенностей современного почвенного покрова планеты.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА МИРА

На современном уровне знаний три наиболее общие закономерности являются руководящими положениями, объясняющими особенности почвенного покрова Земли.

Интенсивность биологических и физико-химических процессов почвообразования, достигая максимальной напряженности в областях экваториальных влажных тропиков, последовательно уменьшается в направлении к Северному (более резко) и Южному (постепенно) полярному кругу. В схеме эта открытая В. В. Докучаевым и Н. М. Сибирцевым зональность почвенного покрова планеты отвечает: а) термической поясности земного шара и, следовательно, поясности притока солнечной энергии, б) распределению атмосферных осадков (убывание от экватора к полюсам), в) различиям в продуктивности фитобиомассы и в размерах биологического круговорота химических элементов, вовлекаемых в биосферу и почвообразование.

Однако равномерная и симметричная последовательность смены почвенных зон нарушается крайне различными размерами и формой материков северного и южного полушарий, сложным контуром мирового пояса аридных областей суши, расположением горных сооружений и сейсмовулканических зон, внедрением холодных и теплых океанических течений, меняющих климатические условия почвообразования на суше. Поэтому явления асимметрии преобладают в современной картине распределения почв на материках.

Кроме того, зональная схема распределения почв осложняется влиянием на почвообразование геологических и геохимических факторов, не связанных с климатической зональностью земного шара. Общей особенностью почвенного покрова мира является значительная разнородность истории и возраста почв разных частей суши.

С тех пор как размещение континентов и полюсов приняло современную форму (т. е. с мезозоя), экваториальный тропический пояс устойчиво сохраняет свое положение, расширяясь к югу и к северу в межледниковые эпохи и сжимаясь в эпохи оледенений. Синхронно происходило расширение и сжатие областей субтропического и умеренно теплого климата. Сейчас еще очень трудно восстановить всю картину и границы этих ритмических смещений климатов. Однако почвы и коры выветривания несомненно имеют реликтовые черты таких колебаний.

Почвенный покров субтропических и умеренно теплых областей, расположенных по обе стороны области экваториальных тропиков, испытал влияние повторных смещений зон к полюсам и экватору. Почвы субтропиков и умеренных широт должны заключать в себе реликтовые черты сложной истории резких изменений теплового и водного режима местности.

Почвы собственно тропического экваториального пояса, находясь в наиболее стабильных физико-географических условиях, начиная с третичного времени имели, по-видимому, сравнительно определенную историю и общую направленность развития. Отсюда мы вправе сделать вывод о том, что автоморфные элювиальные почвы экваториальных тропиков являются наиболее древними на земном шаре и в условиях сохранившейся ненарушенной остаточной коры выветривания могут иметь возраст порядка десятков миллионов лет. Очевидно, мощные бокситовые (чисто аллитные) и некоторые ферралитные почвы влажных экваториальных тропиков Океании, Юго-Восточной Азии, Африки являются именно такими наиболее древними палеоавтоморфными почвами суши. Столь же древними, но палеогидроморфными почвами экваториальной области являются мощные латеритные толщи, панцири, коры, образовавшиеся в древних аккумулятивных ландшафтах.

Внетропические территории суши, пережившие попеременное вторжение теплых влажных или сухих холодных климатических режимов, имеют в почвенном покрове сложное сочетание красноцветных ферраллитных и ферркаолинитовых почв, латеритных и известковых кор и прослоев, погребенных солевых горизонтов и т. д. Эти явления хорошо иллюстрируются древними автоморфными и палеогидроморфными почвами Аравийского полуострова, Северной Африки, Австралии, Средиземноморской области, Средней Азии.

Совершенно иначе складывалась история почвенного покрова тех областей суши, которые несколько раз за последние 1—3 млн. лет подверглись воздействию ледниковых масс, передвигавшихся от высоких полярных широт к низким широтам и с гор на низменности.

Доледниковый, по-видимому палеоавтоморфный, почвенный покров на этих территориях был уничтожен (эродирован, смыт, погребен, переотложен). Обширные пространства суши северного полушария освободились от ледникового покрова лишь 5—6, 10—20 тыс. лет назад. Поэтому возраст почвенного покрова на приледниковых и послеледниковых территориях насчитывает лишь около 5—20 и редко 30—40 тыс. лет.

История почвообразования таких территорий относительно сложна, но коротка. Почвы этого пояса, сформировавшиеся на водно-аккумулятивных равнинах и на коренных породах, прошли несколько стадий развития. С одной стороны, здесь сложился чисто автоморфный почвообразовательный процесс (скальные почвы под лишайниками и мхами, автоморфные бурые лесные и оподзоленные почвы на маломощной коре выветривания коренных пород и на моренных отложениях). С другой стороны, затяжное обводнение и наличие вековой мерзлоты на послеледниковых территориях способствовали очень широкому распространению подводного, болотного и капиллярно-гидроморфного почвообразования (сапропели, торфяники, глеевые и глеево-болотные, лугово-глеевые и луговые почвы, часто обогащенные окислами железа, алюминия, кремнеземом).

Разновозрастность почв и их различная история предопределяют еще более глубокие отклонения в географии современных почв от простой

схемы горизонтальных зон, следующих за термическими поясами планеты.

Третья наиболее общая закономерность мирового почвенного покрова заключается в биогеохимической взаимной сопряженности почв и их компонентов в пространстве и во времени. Водоразделы и долины, речные водосборы и дельты рек, горные цепи, склоны и низменности, континенты в целом и океан непрерывно отдают и получают продукты выветривания и почвообразования.

Хотя скорость миграции, дифференциации и аккумуляции продуктов выветривания и почвообразования в вертикальном и горизонтальном направлениях измеряется величиной геологического порядка, она достаточно велика, чтобы за послеледниковое время вызвать формирование на материках различных педогеохимических провинций, областей предельного выщелачивания и аллитизации элювия, аккумуляции вторичных глинных минералов, малорастворимых и легкорастворимых солей.

Еще резче дифференциация почвенного покрова сложилась в тропических и субтропических областях, где история и длительность почвообразования гораздо бо́льшие.

Наиболее существенным результатом пространственной дифференциации продуктов выветривания и почвообразования является сложная мозаика современного почвенного покрова и сообществ (формаций) сходных почв.

СОВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА СУШИ

Опираясь на изложенные выше обобщения и на факты, накопленные наукой, можно в самых общих чертах составить представление о главных особенностях почвенного покрова суши в современную эпоху. Однако для этого необходимо учитывать не только факторы климатические (энергетические) и биогеохимические, но и факторы времени, возраста и истории почвообразования.

Относительная молодость почв мира

Прежде всего бросается в глаза сравнительная молодость современного почвенного покрова земного шара. Эта относительная молодость почв земной суши проявляется: а) в постоянном наличии в почвах обломков пород и маловыветрелых минералов, свойственных изверженным горным породам; б) в литологической слоистости профиля, связанной не с почвенными процессами, а с формированием материнских пород; в) в сравнительно небольшой мощности почвенного профиля в большинстве районов суши.

Ряд общепланетарных факторов обусловил относительную молодость почвенного покрова большей части земного шара. Эти факторы следующие: великое материковое оледенение в направлении от полюсов к экватору и с вершин гор к низменностям, альпийский орогенез и непрерывное повышение уровня Мирового океана (мирового базиса эрозии и аккумуляции) на всем протяжении послеледникового периода.

Рассмотрим значение каждого из этих общепланетарных факторов.

Великое материковое оледенение. Период ледниковых эпох, продолжавшийся 2—3 млн. лет, имел по крайней мере четыре кульминационных этапа. При наибольшем распространении на территории суши ледико-

вый покров захватил около 30% поверхности континентов. Последний, четвертый, этап значительного материкового оледенения был, по-видимому, около 250 тыс. лет назад. Ледниковый период в истории земного шара не закончился и сейчас: до 10—11% суши закрыто льдами (Гренландия и Антарктика, горные ледники).

Понятно, что доледниковый почвенный покров на территории, захваченной льдами, был уничтожен. Флювиогляциальные потоки и древние реки, питаемые тающими ледниками, эродировали древний почвенный покров внеледниковой прилегающей территории. Не менее 20—30% поверхности суши было закрыто новейшими флювиогляциальными и аллювиальными отложениями из вод приледниковой и послеледниковой гидрографической сети.

Разрушающая и аккумулирующая деятельность ледников, послеледниковых потоков и рек определила относительное преобладание на равнинах низменностей земной суши почвенного покрова сравнительно молодого возраста, сформированного на ледниковых флювиогляциальных и древнеаллювиальных отложениях. Примерами этого являются Русская равнина, Западно-Сибирская низменность, равнины Северной Америки.

Известно, что в субтропических и тропических областях оледенение не имело места. Поэтому здесь повышенные равнины (плато) и их почвенный покров геологически значительно древнее, они ведут свое начало с третичной эпохи. Эта разница в истории и длительности почвообразовательного процесса в умеренных, субтропических и тропических областях мало учитывалась и недостаточно подчеркивалась.

Альпийский орогенез. Альпийский цикл горообразовательных процессов на земном шаре захватил всю третичную эпоху, четвертичный период и продолжается поныне. Процессы альпийского орогенеза дополнены современным общим медленным поднятием суши континентов после того, как ледниковый покров сократился, отодвинувшись к полярным областям, и огромный груз льдов исчез. Альпийский цикл горообразования выразился в формировании на материках высочайших горных систем, таких как Тянь-Шань и Гималаи, Тибет и Памиро-Алай, Кавказ и Карпаты, Балканы, Альпы и Пиренеи, Скалистые горы и Анды. На сотни и тысячи метров поднялись подгорные и предгорные равнины, сложенные древними делювиальными, пролювиальными и аллювиальными отложениями. Альпийский орогенез вызвал широкое развитие эрозионной деятельности в горных системах на площади бассейнов рек, стекающих на равнины, низменности и в Мировой океан. Все это вместе взятое в достаточной мере объясняет относительную молодость почвенного покрова тех территорий, которые хотя и не были в области материкового оледенения, но сейчас находятся на массивах общего повышения уровня суши над Мировым океаном.

Непрерывная эрозия поверхности, будучи следствием постепенного повышения уровня местности, в свою очередь, явилась причиной относительной молодости почвенного покрова бассейнов смыва и областей аккумуляции в низменностях. Формирование высочайших горных систем альпийского цикла, совпавшее с отступанием последнего ледника, привело к развитию грандиозной гидрографической сети, которая приносит в нижнее течение рек и особенно в дельты и устья колоссальные количества взвешенного минерального материала и органических остатков[1].

[1] Всему этому способствовала также эрозионно-аккумулятивная деятельность неоднократных плювиальных периодов.

В этом кроется причина того, что на поверхности суши разных континентов существуют огромные по протяженности и поразительные по сходству великие водно-аккумулятивные дельтово-аллювиальные равнины, имеющие близкие высоты над уровнем океана и сходные число и тип развития древних террас и почв.

Прогрессирующий подъем уровня Мирового океана. В разгар развития ледниковых покровов уровень Мирового океана был примерно на сотню метров ниже, чем в настоящее время. За последние 15—20 тыс. лет уровень Мирового океана, непрерывно поднимаясь, достиг современных отметок, существующих с колебаниями порядка ± 3 *м* уже около 5—6 тыс. лет. При этом, если проанализировать данные, относящиеся к последним 2—3 тыс. лет, опять-таки прослеживается с некоторыми колебаниями тенденция повышения уровня Мирового океана, хотя и выраженная очень малыми величинами, что объясняется влиянием процесса таяния льдов Гренландии, Антарктики и высокогорий и увеличением объема воды в океане.

Непрерывный подъем уровня Мирового океана сказался на гидрологическом режиме рек, особенно в их устьевой части и нижнем течении. Мировая гидрографическая сеть испытывала за последние 10—20 тыс. лет подпор в нижнем течении. Это вызывало более значительное осаждение илистого материала, приносимого реками, в дельтах и устьях. Одновременно усиливалось меандрирование русел рек, перемещались устья, мигрировали дельты в сочетании с общей тенденцией погребения более древних дельтово-аллювиальных отложений новейшими, наслаивающимися с поверхности.

Гидроморфные почвы как предшественники современных почв аккумулятивных равнин

Рассмотренные положения вскрывают еще одну особенность современного почвенного покрова суши — преобладание на равнинах в настоящем или в сравнительно недавнем прошлом, в рамках четвертичной эпохи, гидроморфного (гидро-биоаккумулятивного) типа баланса веществ в почвообразовании [1].

Под гидроморфным (гидро-биоаккумулятивным) почвообразованием нами понимается такой тип баланса вещества, который складывается под покровом развитой растительности, но с обязательным участием грунтовых вод.

Наличие уровня грунтовых вод на небольших глубинах сопровождается капиллярным и пленочно-капиллярным питанием почвообразующей растительности и служит источником постоянного привноса разнообразных соединений, находящихся в грунтовых водах и выпадающих в осадок в почвенных горизонтах в результате транспирации и испарения. На этой стадии эволюции баланса веществ большой геологический и малый биологический круговороты веществ частично или полностью совпадают по направлению. На разных материках, но в сходных геоморфологических условиях это приводит к формированию биологически наиболее продуктивных сходных глеево-луговых, луговых и лугово-черноземных почв,

[1] Используемая здесь и ниже терминология не рассматривается нами как окончательная. Поэтому мы даем в скобках синонимы, которые дополнительно раскрывают содержание терминов и понятий. Вполне возможно, что будут найдены другие более подходящие термины.

характеризующихся пышной травянистой растительностью, с одной стороны, и обеспечивающих наибольшую плотность фауны — с другой.

В условиях пустынь вследствие недостаточной полноты использования потенциальной энергии почвообразования растительностью геологический круговорот веществ может резко преобладать над биологическим и привести к такой интенсивной геохимической аккумуляции, что образуются почти полностью бесплодные почвы — солончаки и континентальные химические осадки (например, пустыни Центральной Азии или пустыня Атакама в Чили).

В зависимости от условий баланса веществ, в том числе и от химизма грунтовых вод, в почве могут накапливаться не только хлориды, сульфаты и карбонаты щелочей и щелочных земель, но и соединения марганца, железа, кремнезема, глинозема, микроэлементов, формироваться вторичные глинистые минералы типа иллита, монтмориллонита, бейделлита и др.

Гидроморфный почвообразовательный процесс приводит к накоплению различных форм вторичных минеральных соединений как рассеянных, так и конкреций или специфических плотных гипсовых или известковых горизонтов, цементированных горизонтов с вторичным опаловидным кремнеземом или полуторными окислами (грунтоводный латерит), горизонтов скопления глинистых минералов. В определенных условиях происходит также гидроморфная аккумуляция органического вещества в виде вторичных скоплений гумуса вместе с полуторными окислами.

В распределении гидроморфных (гидробиоаккумулятивных) почв на территории суши имеются определенные закономерности, связанные прежде всего с соотношением стока и испарения грунтовых вод, т. е. с типом их баланса, величиной притока и использования энергии растительностью, включая биогенный захват и аккумуляцию элементов.

Разновидности гидроморфного типа баланса веществ довольно четко отражены в концентрации и химизме растворов, циркулирующих в почвах этой стадии. Для супергумидных и криогенных областей характерны разбавленные растворы, органо-кремнеземистые, а при господстве анаэробных условий и органо-железисто-кремнеземистые; для гумидных областей — кремнеземисто-бикарбонатные, иногда железистые: для аридно-гумидных — бикарбонатно-кальциевые и гипсовые; для аридных — концентрированные сульфатно-хлоридные, хлоридные и в крайних условиях супераридной пустыни — нитратные (с различными катионами).

Следует учитывать, что свободно циркулирующие поверхностные и почвенно-грунтовые воды несут с собой растворенный кислород и являются фактором окисления. В застойных водах, наоборот, развиваются интенсивные восстановительные процессы, влекущие за собой переход в подвижные формы железа, марганца и др.

Когда вследствие эпейрогенических поднятий суши грунтовые воды уходят в глубину вслед за врезающейся речной сетью, гидроморфный (гидро-биоаккумулятивный) тип баланса веществ сменяется автоморфным (биоаккумулятивным), при котором накопление веществ в почве происходит только в результате малого биологического круговорота (связанного с растениями), а составляющая большого геологического круговорота веществ имеет противоположное направление и характеризуется геохимическим выносом. Аккумулятивные ландшафты вследствие эрозии приобретают черты неоэрозионного ландшафта. Конечно, степень элювиальности и скорость выноса веществ сильно варьируют в зависимости от типа баланса влаги в почвенном покрове.

Почвенный покров территорий, прошедших гидроморфную стадию почвообразования на древних великих делювиальных, пролювиальных, флювиогляциальных, аллювиальных и дельтово-аллювиальных равнинах суши, наследует и сохраняет реликтовые черты, сформированные в период начального почвообразования.

Не только происхождение сообщества засоленных почв мира объясняется древним или современным гидроморфным процессом, но происхождение и география черных луговых и степных почв, латеритов, железистых кор и панцирей в тропиках, известково-гипсовых горизонтов и кор пустынь Аравии, Африки, Америки также могут быть объяснены и поняты только с учетом древнего гидроморфного почвообразовательного процесса, сопровождавшегося активной аккумуляцией тех или иных вторичных химических осадков из грунтовых вод разного химизма.

Гидроморфные (гидро-аккумулятивные и гидро-биоаккумулятивные) почвы являются молодыми почвами суши. Их можно рассматривать как современные почвы, имеющие возраст 4—5 тыс. лет и менее. Палеогидроморфные почвы древних водно-аккумулятивных равнин и террас, а также делювиальных склонов относятся к более древней фазе почвообразования, насчитывающей 10—20 тыс. лет. Но, по-видимому, в большинстве случаев возраст палеогидроморфных почв все же не превышает 30—40 тыс. лет. Исключение составляют особо древние палеогидроморфные почвы, ведущие начало своей истории с третичных гидро-аккумулятивных и капиллярно-гидроморфных ландшафтов: древние латериты, известковые коры и панцири и др. Но эти почвы встречаются лишь на той части материков в субтропиках и тропиках, которая не подвергалась воздействию оледенений и разрушительной эрозии.

ПОЧВЕННО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ МИРА

Объективное изучение почвенного покрова мира приводит к выводу, что при всем разнообразии и неравномерности развития и распространения почв во времени и пространстве, сходные по происхождению, геоморфологии и возрасту поверхности суши имеют близкий или даже идентичный почвенный покров на разных материках и в разных термических поясах. Особенно очевидно сходство трансконтинентальных (или межконтинентальных) и трансзональных почвенных образований, таких как наскальные (литоморфные), подводные (амфибиальные) и аллювиальные почвы. В какой-то мере межконтинентальный характер имеют и молодые эоловые отложения песков, мало затронутые почвообразованием. Но и среди развитых почв наблюдается то же самое явление. Черноземные и сходные с ними темные гумусовые почвы существуют в различных климатических областях мира и являются образованиями межзональными. То же можно сказать о подзолистых и засоленных почвах (см. ниже).

Возникла необходимость установления общих понятий, связывающих почвы и геохимические образования: типы коры выветривания (Б. Б. Полынов), типы гипергенной оболочки (А. Е. Ферсман, А. И. Перельман), главные мировые группы и типы почв (Л. И. Прасолов, Ч. Келлог). В 50—60-х годах появилась серия новых статей, сближающих различные точки зрения по этому вопросу (Волобуев, 1956а; Иванова, 1956; Ковда, 1954; Ковда и др., 1966, 1967; Глазовская, 1967). Сейчас представляется, что таким наиболее общим межконтинентальным образованием являются почвенно-геохимические сообщества, или формации (Ковда, 1954).

Почвообразование — процесс биогенный, биоаккумулятивный; проявляется он в образовании непрерывной гумусовой оболочки на поверхности земного шара. Гумусовая оболочка, ее горизонты, ее динамика включают почвообразующую породу и находятся в тесной взаимосвязи с геологическими, геохимическими процессами выветривания, денудации, транспортировки, отложения и осаждения кластического и растворенного материала. Совокупность этих процессов, определенный характер взаимодействия малого биологического и большого геологического круговоротов дают тот или иной баланс влаги, веществ и энергии в почве, приводят к формированию той или иной почвенно-геохимической формации (сообщества).

Почвенно-геохимические формации — это наиболее крупные планетарные группы почв, образующиеся в сходных геолого-тектонических условиях, имеющие общую историю развития и близкий возраст, сопряженный характер геохимического обмена и аккумуляции и сходный характер гумуса и вторичных минералов. На основании имеющихся в настоящее время материалов представляется возможным выделить основные почвенно-геохимические формации суши, с которыми связаны определенные типы выветривания, гумусообразования и глинообразования (Ковда и др., 1967; табл. 133).

Таблица 133

Почвенно-геохимические формации суши

Почвенно-геохимические формации	Типичные минералы	pH солевой (1 н. раствор KCl)	Характер гумуса	Сорбционные процессы	Емкость катионного обмена, *мг-экв*/100 *г* почвы	Молекулярное отношение $SiO_2:Al_2O_3$ в илистой фракции
Кислые аллитные почвы	Бемит, гиббсит, гидраргиллит	3—4	Фульватный	Сорбция анионов	2—5	0,1—2
Кислые аллитно-каолинитовые почвы	Каолинит, гиббсит, гетит	3—4	»	То же	2—5	2—3
Кислые каолинитовые почвы	Каолинит, гетит, гидрослюды	3—4	»	Сорбция анионов и катионов	5—10	2—3
Кислые сиаллитные почвы	Гидрослюды, каолинит, вермикулит, гидрогетит, гетит, монтмориллонит, первичные минералы	3—5	Фульватный, гуматно-фульватный	Сорбция катионов	10—15	>3
Нейтральные и слабощелочные сиаллитные почвы	Палыгорскит, хлорит, гидрослюды, монтмориллонит, кальцит, гипс	6—8	Фульватно-гуматный, гуматный	То же	20—40	>3
Нейтральные и слабощелочные монтмориллонитовые почвы	Монтмориллонит, смешаннослойные минералы, кальцит (арагонит), никогда гипс	6—8	Гуматный	»	40—60	>3
Щелочные и засоленные почвы	Монтмориллонит, кальцит, гидрослюды, палыгорскит, гипс, полугидрат, галит, мирабилит, тенардит, первичные минералы	8—10	Фульватный, гуматный	»	20—60	>3
Вулканические почвы на пеплах и туфах	Первичные минералы, вулканические стекла, аллофаноиды	3—5	Фульватный, гуматный	»	30—50	1—3

Понятие почвенно-геохимического сообщества, введенное ранее чем понятие формации, несколько уже: сообщество включает в себя не геохимически сопряженные почвы, а однородную группу почв, обычно формирующихся в сходных геоморфологических условиях, но имеющих разный возраст и соответственно разный режим почвообразовательного процесса. В принципе каждая почвенно-геохимическая формация включает в себя одно или несколько сообществ. Например, формация нейтральных и слабощелочных монтмориллонитовых почв включает лишь одно сообщество — черноземы, луговые почвы, брюниземы, регуры, а формация кислых сиаллитных почв включает в себя сообщество подзолистых почв, сообщество бурых лесных почв и ряд других сообществ.

Почвенно-геохимические формации являются формами сочетания почвенного покрова геохимически сопряженных ландшафтов: биоаккумулятивных (элювиальных, автоморфных), транзитных гидро-биоаккумулятивных (гидроморфных, аккумулятивных) и гидро-аккумулятивных (подводных, аквальных). Между этими разнородными ландшафтами имеются всегда те или иные формы взаимоотношений и обмена веществом и энергией вследствие денудации, эрозии, стока поверхностных и почвенно-грунтовых вод, транспортирующих органические и минеральные соединения в растворенной или взвешенной форме.

Формы местных геохимических отношений довольно хорошо изучены в областях, находящихся в фазе общего постепенного повышения местности и обособления высоких плато, водоразделов и системы террас и низменностей. Эти связи и горизонтальный обмен веществом сложнее, менее изучены и менее ясны в областях, находящихся в фазе общего регионального постепенного погружения или чередования (во времени) длительных понижений и поднятий.

Сопряженные ландшафты почвенно-геохимической формации могут быть однородными, геохимически близкими или разнородными. В первом случае формацию можно назвать гомогенной, во втором — гетерогенной.

В простейшем случае геохимическая гомогенность может быть обусловлена тем, что вся формация еще очень молода и перераспределение (дифференциация) подвижных компонентов еще не проявилось в пространстве и во времени. То же можно сказать о начальной гетерогенности, которая обусловлена не почвенно-геохимической миграцией и перераспределением веществ, а литолого-минералогическим различием смежных геоморфологических образований. Но с возрастом (абсолютным или относительным) в почвенно-геохимической формации происходит дифференциация подвижных и остаточных продуктов выветривания и почвообразования. Более подвижные компоненты выносятся из автоморфных ландшафтов и в той или иной мере задерживаются по пути, особенно в аккумулятивных гидроморфных ландшафтах.

В гомогенных формациях почвообразующие породы, почвы и почвенно-грунтовые воды автоморфных и аккумулятивных (гидроморфных) ландшафтов характеризуюся однотипностью химической среды, а также однотипностью минералов и химических соединений: например, легкорастворимых солей, гипса, углекислого кальция, кремнезема, полуторных окислов и т. д. Как уже отмечалось, это является начальным этапом перераспределения материала без глубокой дифференциации его по степени подвижности. Так, в аридных областях почвы и грунты плато и водоразделов содержат остаточные соединения углекислой извести, гипса, легкорастворимых солей. В почвах и осадочных породах террас и низменностей уже имеет место тенденция увеличения этих компонентов за счет уменьшения их в элювиальных ландшафтах той же почвенно-геохимической формации.

В гетерогенных формациях автоморфные (элювиальные) ландшафты уже не имеют целого ряда соединений, которые были вынесены из них и накопились в транзитных и особенно в аккумулятивных ландшафтах. Например, при господстве на водоразделах кислых подзолистых или бурых лесных почв в поймах и приозерных низменностях накапливается углекислый кальций и формируются темные луговые почвы. При формировании на водоразделах красных ферраллитных почв в депрессиях, низменностях и на низких речных террасах образуются монтмориллонитовые черные почвы (Индия, Кения, Чад, Австралия).

Почвенно-геохимические различия между сопряженными ландшафтами гетерогенных формаций могут достигать таких размеров, что на определенных этапах развития формации ее подчиненные ландшафты могут нести черты другой почвенно-геохимической формации.

Однако, если господство процессов геохимического выноса в данной области продолжается, то при наличии благоприятного общего естественного дренажа и оттока все более или менее подвижные компоненты, такие, как легкорастворимые соли, гипс, углекислый кальций, кремнезем алюмосиликатов, фосфаты, будут вынесены в течение геологически длительного выщелачивания не только из автоморфных ландшафтов, но и из гидроморфных (из последних все же с остаточными следами).

Следствием этого будет вторичная гомогенность формации — типичная для наиболее древних почвенно-геохимических формаций, например во влажных тропиках. Так, во влажнотропических областях Китая, Бразилии и экваториальной Африки аллитные (кислые) и ферраллитные почвы образуются не только на водоразделах, но и на низких речных террасах и низменностях, где делювиальный и аллювиальный материал сложен аллитизированными осадками и происходит химическая садка полуторных окислов в виде латерита. Лишь соединения кремнезема из почвенно-грунтовых вод могут задерживаться здесь, вызывая явления каолинитизации путем ресинтеза аллитных осадков.

Во влажных тропиках Бразилии, на Гавайях при господстве на водоразделах аллитных почв наблюдается формирование каолинитовых почв и осадочных пород в аккумулятивных ландшафтах. Поэтому здесь самые молодые террасы и осадки озер содержат минеральный материал с более широким отношением кремнезема к полуторным окислам.

Нетрудно видеть, что в отмеченных разновидностях почвенно-геохимических формаций существует общий процесс перераспределения подвижных продуктов почвообразования и выветривания. Но степень дифференциации и этапы этого общего процесса развития почвенно-геохимических ландшафтов весьма различны и, конечно, поняты нами еще далеко не полностью.

Как и почвы, почвенно-геохимические формации развиваются во времени, представляя серию последовательных этапов почвенно-геохимического развития поверхности суши. В области поднятий почвенно-геохимические формации тем более промыты от легкорастворимых солей, гипса, карбонатов кальция, обменных катионов, кремния и т. д., чем более развит промывной режим и чем древнее был процесс почвообразования на данном континенте или его части. При этом последовательно формируются незасоленные, но катионно-насыщенные почвы, затем катионно-ненасыщенные кислые почвы, а во влажнотропическом климате — аллитные почвы.

Важно отметить, что одни и те же типоморфные элементы будут при этом как в биоаккумулятивных автоморфных, так и в гидроморфных или переходных стадиях почвообразования. Формация (сообщество) аллитных почв в наиболее крайних случаях развития в дождевых тропиках как на водоразделах, так и на террасах и в низменностях включает почвы, минералогически характеризующиеся наличием окислов железа, алюминия, марганца с постоянным присутствием вторичных минералов 1 : 1 типа кристаллической решетки.

Для формации сообщества черных гумусовых монтмориллонитовых почв (черноземов, вертисолей, луговых и лугово-глеевых как в автоморфном, так и в гидроморфном ландшафте) характерны неосинтез

монтмориллонита и гидрослюд, миграция и перераспределение углекислого кальция, насыщенность обменным кальцием, магнием и нейтрально-щелочная реакция среды.

Вероятно, геохимическая направленность развития почвенного покрова в областях тектонических опусканий (погружений) будет в какой-то степени противоположна той, которая слагается при общем поднятии суши. Для суждения об этом направлении развития почвенно-геохимических формаций в нашем распоряжении имеется еще очень мало прямых наблюдений. На земном шаре преобладают процессы поднятий. Но судя по реликтам гидроморфизма, следует ожидать, что по мере погружения суши в аккумулятивных и неоаккумулятивных ландшафтах будут накапливаться соединения SiO_2, начнется ресинтез вторичных минералов типа решетки 2 : 1, затем появятся карбонаты, а позже сульфаты и хлориды натрия, магния, кальция. Так, известны примеры обызвествования древней аллитной коры в степном Приуралье или засоления каолинитовой толщи в Австралии.

Ниже рассматривается несколько примеров наиболее изученных почвенно-геохимических сообществ, входящих в разные почвенно-геохимические формации мира.

СООБЩЕСТВА ЧЕРНЫХ ГУМУСОВЫХ МОНТМОРИЛЛОНИТОВО-ИЛЛИТОВЫХ ПОЧВ

Все больше накапливается данных в пользу того, что черные высокоплодородные почвы, включающие черноземы СССР, брюниземы прерий США и Северо-Восточного Китая, черноокрашенные почвы речных долин, черные тропические почвы Индии, Африки и Латинской Америки, образованные на древних аллювиальных или дельтово-аллювиальных отложениях, проходили в прошлом или проходят в настоящее время цикл гидромофного аккумулятивного почвообразовательного процесса с прямым участием пресных бикарбонатно-кальциево-магниевых грунтовых вод. С этой точки зрения, понятны близость и сходство черноокрашенных почв бассейна Амура и Сунгари (луговые прерии), сибирских черных луговых и лугово-черноземных почв, классического русского чернозема, чернозема Украины и Северного Кавказа, лугово-черноземных почв Венгрии, мощных темных плодородных почв аргентинских пампасов и высокоплодородных черных почв прерий Канады и Соединенных Штатов. Это все почвы, находящиеся на разных стадиях гидроморфного аккумулятивного процесса под покровом травянистой и травянисто-древесно-широколиственной растительности.

Чем интенсивней было поднятие равнин в послеледниковое время, тем меньше сохранились в почвах прямые черты гидроморфного почвообразовательного процесса к настоящему времени.

На равнинах Канады и Соединенных Штатов грунтовые воды сейчас залегают на глубинах 1,5—3 *м*, и черноцветные почвы здесь, по существу, являются разновидностями травянисто-луговых почв. То же в значительной мере относится к черноземным и луговым почвам Дальнего Востока и Сибири. Черноземные почвы Северного Кавказа, Южной Украины и Аргентины расположены на равнинах, которые в значительной степени подверглись дренированию. При этом грунтовые воды ушли на глубину 4—8 *м*. Поэтому гидроморфный процесс здесь имеет лишь остаточные черты. Еще дальше эволюционировали черноземы Поволжья,

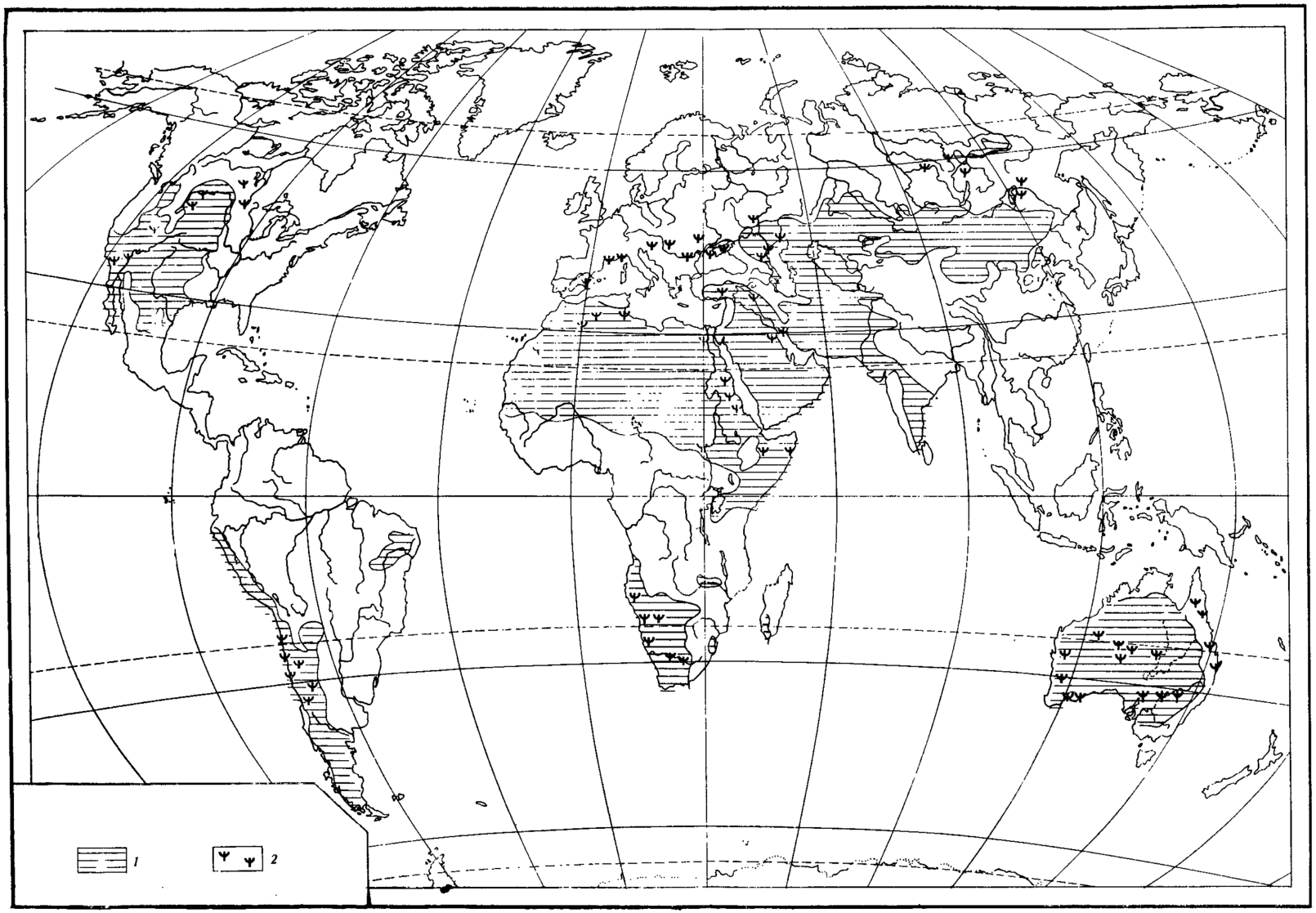


Рис. 111. Аридные области суши и районы распространения засоленных почв
Карта ЮНЕСКО, 1960 г., с дополнениями автора

1 — аридные области; *2* - засоленные почвы

Русской равнины и особенно темноокрашенные почвы Китайской лёссовой равнины. Здесь гидрографическая сеть врезалась на десятки и сотни метров, почвенно-грунтовые воды ушли на большую глубину, гидроморфный почвообразовательный процесс прекратился, сменившись автоморфным, элювиальным почвообразовательным и эрозионным процессами. Однако известково-карбонатные горизонты, конкреции извести и полуторных окислов, накопившиеся в гидроморфный период, являются свидетелями этого прошлого.

Связь генезиса черноокрашенных почв с уровнем залегания грунтовых вод была забыта в мировом почвоведении. Это приводило и приводит к досадным ошибкам в географии и детальной картографии почв. Объединяются почвы разного водного режима. Противопоставляются часто почвы близкого происхождения и большого сходства. Наличие остаточных и особенно современных черт гидроморфизма является весьма важным фактором устойчивости плодородия черноокрашенных почв и особенно их малой подверженности засухам. Капиллярная и пленочная влага, поднимаясь от грунтовых вод к корням, служит дополнительным источником водного и минерального питания растений, значительно ослабляя губительность сезонной засухи в аридных зонах.

Наконец, отметим, что благодаря дополнительному притоку элементов минерального и азотного питания через грунтовые воды именно плодородные гидроморфные почвы долин и дельт являются важнейшей базой сельскохозяйственного производства среди кислых малопродуктивных почв влажных тропиков, субтропиков и бореального севера.

СООБЩЕСТВО ЗАСОЛЕННЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОЧВ

Публиковавшиеся ранее обзорные почвенные карты мира или отдельных континентов недостаточно показывали распространенность засоленных и щелочных почв. Поэтому создавалось представление о сравнительно малой распространенности на земном шаре засоленных почв низкого плодородия. Следует иметь в виду, что современная активная засоленность и древняя остаточная засоленность почв и почвообразующих пород характерны для всех районов аридного и субаридного климатов, заходя по низменностям, долинам и дельтам даже в области субтропического и тропического климатов (рис. 111).

Приморское засоление. Образование засоленных почв в приморской зоне в большей или меньшей мере типично для береговых низменностей суши всех климатических зон. Но, конечно, приморское соленакопление достигает тем больших степеней, чем сильнее сухость климата и выше величина испарения.

Все дельты приморского типа, расположенные в полузасушливом, засушливом и пустынном климате, как правило, характеризуются наличием засоленных грунтовых вод и почв. Примерами этого могут служить дельты Волги, Нила, Тигра, Евфрата, Хуанхэ, Инда, Сакраменто, Якин и других рек. Степень и интенсивность засоленности возрастают параллельно с возрастанием сухости климата. Наряду с дельтами современным приморским соленакоплением охвачены прибрежные низменности равнинных побережий, особенно там, где имеются сильные приливы, совпадающие с жарким климатом. Иногда, например на Восточно-Китайской равнине, полоса низменности, захваченной непосредственным влиянием приморского соленакопления, достигает в ширину 30—40 *км*.

Там, где суша имеет тенденцию к медленному подъему, кроме современной дельтовой равнины, сформированы две-три древние аллювиально-дельтовые поверхности, соответствующие вторым или третьим речным террасам. В зависимости от степени аридности климата почвенный покров древнедельтовых равнин характеризуется бо́льшим или меньшим присутствием остаточно-засоленных почв, имеющих легкорастворимые соли на глубине 50—100 *см*. При этом остаточная засоленность может сочетаться во многих случаях с солонцеватостью, как это наблюдается в Прикаспийской низменности, в области древних дельт Урала и Волги. Но даже во влажных климатических зонах приморское соленакопление под влиянием приливов и простого внедрения плотных соленых морских вод в сушу имеет место и приобретает важное хозяйственное значение, например в дельтах рек Меконг, Ганг, Чжуцзян (Южный Китай), Ла-Плата, Рейн. При этом иногда приморское засоление вследствие подпора со стороны моря (в Нидерландах) представляет весьма серьезную проблему.

Среди приморских засоленных почв необходимо учитывать существование кислых сульфатных и сульфатно-хлоридных солончаков. Они обнаружены на заболоченных низких побережьях Прибалтики, Нидерландов, Атлантического побережья юга США, на берегах тропической Азии и Африки. Освоение этих земель особенно сложно.

Континентальное соленакопление. Географические районы континентального древнего и современного соленакопления тяготеют к обширным депрессиям, впадинам, низменностям, частично или полностью лишенным гидрологического стока и отличающимся недостаточным естественным дренажем. Эти депрессии могут быть расположены на высоких плато или плоскогорьях, как в Центральной Азии, Иране, Восточной Африке или Мексике. Они могут быть приурочены к низменностям (Арало-Каспийская, Западно-Сибирская, Венгерская и др.).

Современные и древние засоленные почвы, как правило, встречаются на первых, вторых и третьих речных террасах гидрографической сети в полузасушливом, засушливом и пустынном климате. Это типично для долин рек Азии, Южной Европы, Северной Африки, Аравии и Америки.

Принимая во внимание общность мирового базиса эрозии и аккумуляции, каковым является океан, учитывая общность послеледниковой истории, циклов эрозии и аккумуляции, связанных с историей и развитием гидрографической сети, открытой в океан, следует указать на поразительное сходство геоморфологии речных долин разных континентов. Все речные долины, которые прямо или косвенно открыты в Мировой океан, имеют дельтовые области, пойменные террасы и две-три надпойменные хорошо выраженные террасы.

В соответствии с известным законом Бера (отклонение всех рек к правому берегу) комплекс левобережных аккумулятивных террас в речных системах, как правило, развит значительно шире, чем комплекс террас правобережных. Поэтому условия естественной дренированности, циркуляции и стока грунтовых вод по левобережьям аллювиальных равнин всегда хуже, чем по их правобережьям. Этим объясняется то, что древние (остаточные) и современные засоленные почвы континентального цикла соленакопления преимущественно расположены на комплексах левобережных террас.

Чем древнее и выше террасы, тем чаще засоленные почвы на них имеют остаточный характер и тем реже они встречаются в почвенном покрове. Необходимо всегда учитывать глубокие остаточные запасы

солей в почвенных горизонтах, поскольку нередко именно с этим связаны прогнозы опасности вторичного засоления почв при орошении.

Щелочные почвы содового засоления. Как показано в наших публикациях, посвященных щелочным почвам, последние распространены на поверхности земного шара значительно шире, чем это рисовалось раньше. Не только солонцы и солонцеватые почвы, содовые солончаки, сульфатно-содовые и хлоридно-содовые относятся к этой группе почв низкого плодородия. Сюда же относятся бесструктурные цементированные щелочные монтмориллонитовые почвы, распространенные на низких речных террасах в мусонных тропиках Азии, в степях Австралии, в саваннах Африки, пампасах Латинской Америки, в Калифорнии и известные под названием вертисолей, черных трещиноватых бесструктурных почв и др. В их происхождении гидроморфный режим в прошлом и настоящем недостаточно оценен и учтен, а их низкое плодородие и отрицательные агрофизические свойства еще не получили вполне удовлетворительного объяснения с точки зрения происхождения минерального субстрата и солей, циркулирующих в почве под влиянием бикарбонатно- и карбонатно-натриевых грунтовых вод.

СООБЩЕСТВО КИСЛЫХ ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВ

Существование подзолистых почв было установлено на заре научного почвоведения в области хвойных и хвойно-лиственных лесов бореального и умеренного климата России. Позже подзолистые почвы разного типа были найдены на равнинных и горных территориях Азии, Западной Европы, Канады, Соединенных Штатов.

Изучение генезиса подзолистых почв, их сезонной динамики показало, что целесообразно выделить специфическую форму почвообразовательного процесса — подзолообразование. Его важнейшими чертами являются: предельно глубокое разрушение первичных минералов, интенсивное разрушение вторичных глинистых минералов, вынос легкорастворимых и малорастворимых солей, вынос кремнезема, полуторных окислов с образованием своеобразного трехчленного профиля, в котором особо выделяются горизонт A_2, светлоокрашенный, наиболее бедный и кислый, и горизонт В — иллювиальный, обогащенный соединениями полуторных окислов и вторичными глинами в результате вымывания из верхних горизонтов.

В 30-х и 40-х годах стали накапливаться новые данные, свидетельствующие о том, что формирование почв с ясно выраженными горизонтами A_2 и В, т. е. с типичными горизонтами подзолистых почв, наблюдается во влажных лесных районах теплого, субтропического и тропического климата.

Типичные подзолистые почвы были обнаружены на Северном Кавказе и в Закавказье, в субтропических и тропических районах Южного Китая, в умеренно теплых районах Соединенных Штатов. Формирование подзолистых горизонтов и оподзоленных почв часто отмечалось в субтропиках и тропиках Африки, включая Мадагаскар, в Индонезии, Латинской Америке, в частности во влажнотропических районах Бразилии в бассейне р. Амазонки.

Мощность горизонта A_2 в подзолистых почвах может варьировать от нескольких сантиметров в северных субполярных областях до нескольких дециметров и даже до 1 *м* на песках в субтропических и тропических

лесных областях. Но этот горизонт всегда сохраняет свои основные особенности: светлую окраску, плитчатую структуру, высокую кислотность, низкую поглотительную способность, обогащенность кварцем и отличается крайне низким плодородием. Мощность и выраженность горизонта В также могут варьировать в зависимости от районов формирования подзолистых почв. В областях бореального климата под покровом хвойных лесов мощность горизонта В может составлять 10—20 *см*, во влажных субтропических районах Азии этот горизонт может достигать 0,5 *м*, а в Африке и Латинской Америке мощность горизонта В иногда измеряется 1—2 *м*. В субтропических и тропических областях земного шара иногда оподзоленность ослаблена, и в этих случаях употребляют выражение: оподзоленный краснозем, оподзоленный желтозем, оподзоленная аллитная почва и т. д.

Как для холодных, так и для тропических областей наблюдается одно и то же явление — большая зависимость выраженности подзолообразовательного процесса от условий естественного дренажа. Там, где наблюдается затрудненный отток почвенно-грунтовых вод и развиваются восстановительные процессы с образованием соединений двухвалентного железа и марганца, обычно степень подзолообразовательного процесса выражена сильнее: горизонт A_2 морфологически, химически и минералогически максимально выражен так же, как и горизонт В, в котором более отчетливо количественно и качественно выражены все формы аккумуляции полуторных окислов и, возможно, кремнезема. В тех ландшафтах, где условия естественного дренажа благоприятны, отсутствуют периодическое переувлажнение и ясно выраженная восстановительная среда, там, где имеется регулярный доступ кислорода и господствуют окислительные процессы, подзолообразовательный процесс ослабляется и характерные горизонты A_2 и В в профиле не приобретают резкой выраженности.

СООБЩЕСТВО БУРЫХ ЛЕСНЫХ ПОЧВ

Бурые лесные почвы были описаны в начале века Раманном. Он установил их широкое распространение в Центральной Европе и определил бурые лесные почвы как продукт лесного почвообразования в умеренно теплом климате, при котором выносятся все растворимые соли, включая и карбонаты, а соединения железа, глинозема и фосфора задерживаются в почвенном профиле.

Раманном и вслед за ним многими почвоведами Европы было установлено, что буроземы широко распространены в Англии, Франции, Скандинавии, северной части Италии, Чехословакии, Румынии. Доказано также существование бурых лесных почв на Кавказе и в Крыму, на Дальнем Востоке СССР и в Восточном Китае, в ряде районов Северной Африки и в Америке. По мере накопления фактических знаний о почвенном покрове субтропических и тропических областей Азии, Африки и Латинской Америки появляются данные о том, что близкие формы почвообразовательного процесса обнаруживаются и в этих условиях при промывном водном режиме под покровом разреженных осветленных лиственных лесов.

Морфологический профиль буроземных почв характеризуется сравнительно большой мощностью, достигающей 1,5—2 *м*, и отсутствием резко выраженных элювиальных и иллювиальных горизонтов. Обога-

щенный сверху почвенным гумусом профиль бурых лесных почв отличается равномерностью, однородностью, рыхлостью, богатой почвенной фауной, выщелоченностью, небольшой кислотностью, обилием вторичных глинистых минералов типа каолинита, нонтронита, иллита с высоко рассеянными формами мелких конкреций полуторных окислов.

В мировой литературе наблюдается известная произвольность в отношении группы бурых лесных почв. Это название легко дают почвам самого различного возраста и весьма разных свойств, руководствуясь лишь одной окраской.

Буроземные почвы Восточного и Юго-Восточного Китая, Кавказа, Крыма и Балкан, Южной Европы и особенно субтропических и тропических районов Азии и Африки являются почвами очень длительной истории развития. Начало формирования бурых лесных почв в этих районах, по-видимому, уходит к концу третичного и началу четвертичного периода. Поскольку территории Южного Китая, Кавказа, Крыма, Балкан, Южной Европы не подвергались материковому оледенению, постольку можно считать, что бурые лесные почвы здесь имеют доледниковый возраст. В то же время бурые лесные почвы Северо-Западной и Центральной Европы и особенно Скандинавии и Белоруссии, несомненно, являются почвами послеледникового возраста. Во многих случаях бурые лесные почвы прошли послеледниковый гидроморфный режим.

Отступая от определения природы и свойств лесных буроземных почв, данного Рамanном, некоторые исследователи относили в эту группу (руководствуясь главным образом окраской) бурые почвы сухих лесов Южной Европы и Северной Африки. Так как в профиле этих почв содержатся ясно выраженные горизонты углекислого кальция, то к их названию добавлялось указание на карбонатность или на средиземноморское географическое положение.

Советскими авторами, начиная с профессора С. Захарова, эти почвы под названием коричневых почв зоны сухих лесов были описаны в Закавказье. Позже аналогичные коричневые почвы были установлены на горных склонах Дагестана и в Крыму. И. П. Герасимовым было предложено выделить такие почвы в самостоятельную генетическую группу коричневых почв, отличную от лесных буроземов. Коричневые почвы, т. е. бурые карбонатные почвы сухих лесов Средиземноморья, встречаются в Южной Европе, в Северной Африке, в Восточном и Северо-Западном Китае и в ряде районов Аравии, Южной Америки. Коричневые лесные почвы в большинстве случаев являются карбонатными, реакция их нейтральная или слабощелочная, они обладают высокой поглотительной способностью, которая достигает иногда 40—45 *мг-экв*, в них практически отсутствует сколько-нибудь выраженная миграция по профилю соединений железа, алюминия и марганца и вторичные минералы часто представлены группой монтмориллонита. Большинство коричневых лесных почв имеет признаки палеогидроморфизма.

Среди бурых лесных почв Англии встречаются почвы исключительно высокой кислотности, значительно большей, чем это типично для подзолистых почв, и несравненно большей, чем это отвечает представлению о кислотности бурых лесных почв Центральной Европы. Бурые лесные почвы Дальнего Востока, отличаясь также высокой кислотностью, по-видимому, пережили древний гидроморфный процесс аккумуляции полуторных окислов. Среди бурых лесных почв Европы нередко встречаются гидроморфные их формы, которые в настоящих условиях переживают процесс капиллярного накопления полуторных окислов.

Все рассмотренное свидетельствует о том, что в группу бурых лесных почв включаются весьма неодинаковые почвы, что вносит путаницу в номенклатуру и картографию и практические рекомендации. Предстоит большая работа по идентификации почв, включаемых в это сообщество, сопоставлению, объединению и разделению сходных и различных групп и подгрупп, объединяемых под этим названием. Необходимо выделить коричневые почвы как самостоятельную большую группу, резко отличающуюся по комплексу свойств, условиям почвообразования и агрономическим свойствам от классических бурых лесных почв.

АЛЛИТНАЯ КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ И СООБЩЕСТВО АЛЛИТНЫХ ПОЧВ

Как отмечено выше, в тропиках и субтропиках широко представлены аллитные почвы, которые занимают обширные пространства Океании, Австралии, Юго-Восточной Азии, Африки, Америки. Вопрос об аллитных почвах является одним из наиболее запутанных в мировой научной литературе по геологии и почвоведению. Анализ этого дан в прекрасном обзоре «Латерит и латеритные почвы» Прескотта и Пенделтона (Prescott, Pendelton, 1952). Многие авторы называли латеритными почвы тропиков только потому, что они имеют интенсивный красный цвет, свойственный обожженному кирпичу (later).

Столь же многочисленная группа других исследователей тропических почв называла латеритными почвами и латеритом массивные скопления полуторных окислов, особенно окислов железа, образующих сплошную цементированную толщу, плотную в естественном залегании или твердеющую после извлечения наружу и высыхания. Такие блоки железистой породы используются в Юго-Восточной Азии как строительный материал — кирпич. Именно поэтому Бьюкенен в 1807 г. назвал это образование латеритом от латинского later.

В обоих случаях преобладают красные и оранжевые тона окраски почв, в обоих случаях почвы и продукты выветривания крайне выщелочены и характеризуются обилием полуторных окислов, амфолитоидностью, низкой поглотительной способностью. Но минералогия, физические свойства, реакция среды, гидрология этих почв и история их образования различны.

Исследователи тропических почв не всегда достаточно четко отличали красные аллитные и ферраллитные почвы, образованные на остаточных продуктах выветривания (палеоавтоморфные красноземы), от красноцветных почв, сформированных на аккумулятивных корах с древним или современным гидроморфным накоплением полуторных окислов, кремнезема, вторичных глинистых минералов.

Аллитные почвы тропиков представляют собой совершенно особое сообщество, резко отличающееся от других сообществ почв, таких, как черные гумусовые, подзолистые, бурые, засоленные почвы. Типично развитые аллитные почвы расположены на таких широтах континентов, которые в третичном и четвертичном времени были в условиях влажного тропического климата. Эти территории не имели ледниковых покровов, и начало выветривания и почвообразования на них уходит в третичное время.

Аллитные почвы являются наиболее древними почвами земного шара с точки зрения их абсолютного возраста, исчисляемого миллионами лет.

Но с точки зрения их относительного возраста, если его измерять глубиной и степенью выветривания и преобразования горных пород, аллитные почвы представляют собой также наиболее далеко ушедшие стадии в общей цепи эволюции почвенного покрова земного шара. Типичными минералами аллитных почв являются в предельных случаях гидраргиллит, бемит с примесями каолинита (бокситы Гавайских островов). Очень часто наряду с минералами глинозема присутствуют гидроокислы железа (ферраллитные почвы, по терминологии французских почвоведов).

Ландшафты формирования аллитных почв утратили бо́льшую часть таких подвижных соединений, как легкорастворимые соли, гипс, углекислый кальций и даже кремнезем алюмосиликатов. Основными «резидюэнтами» и «мигрантами» в этих ландшафтах являются соединения железа, марганца, алюминия. Благодаря высокой интенсивности и исключительной длительности почвенных процессов в тропиках эти соединения образуют мощные остаточные скопления и аккумулятивные образования.

Длительное и интенсивное выветривание в условиях субтропиков и тропиков при относительно равнинном рельефе приводит к тому, что здесь мощность продуктов выветривания во много раз больше, чем в умеренных широтах, в особенности на территориях, подвергшихся оледенению или формированию аллювиальных покровов.

В тропиках необходимо отличать аллитную кору выветривания, которая может достигать мощности десятков метров, от тропических почв, сформированных на этой коре выветривания. Однако если в результате эрозии был разрушен и удален почвенный покров, то на поверхности могут остаться лишь древние горизонты коры выветривания, что часто и наблюдается после вырубки лесов.

Аллитная кора выветривания тропического пояса может быть сравнена с формацией лёссов и лёссовидных суглинков, которые представляют собой мощную толщу поднятой аккумулятивной коры выветривания, образовавшейся в ходе послеледниковой истории Евразии и Северной Америки. Существуют лёссовые и лёссовидные почвообразующие породы, кора выветривания, и существуют почвы разного типа, развитые на этих породах. Однако как абсолютный, так и относительный возраст лёссов несравненно меньше возраста аллитной коры выветривания и аллитных почв, сформированных на этой коре.

Необходимо также правильно пользоваться понятиями «латерит, латеритная кора, латеритные почвы». В понятие последних следует включить такие почвы, которые представляют собой цементированные скопления осадков полуторных окислов и особенно окислов железа (до 60—80 вес. %). Такого рода обогащение может быть только продуктом привноса соединений железа, марганца и алюминия почвенно-грунтовыми водами. Независимо от того, находятся ли подобного рода формации в настоящее время в условиях эрозионного ландшафта или они расположены в пределах низменностей и депрессий, их следует рассматривать как продукты древнего или современного гидроморфного аккумулятивного процесса.

В ходе эрозии, переноса и осаждения аллитизированные и ожелезненные продукты накапливаются в долинах или дельтах в виде пород, слагающих террасы разного возраста и высоты. Переотложенные продукты, пройдя аллювиальный режим и особенно воздействие кремнезема, растворенного в водах, утрачивают свою аллитность, сохранив лишь красный цвет, свойственный соединениям полуторных окислов. Поэтому образование типичных аллитных почв (с узким отношением SiO_2 к R_2O_3), т. е.

таких, как бокситовые почвы, на дельтовых и низких террасах рек и в низменностях исключается. Сюда приносятся из окружающих бассейнов аллитного выветривания растворы, содержащие соединения железа, марганца, алюминия, кремнезема. Выпадая в осадок, они образуют латерит, перемежаемый осадками каолинитовых глин, которые могут переходить даже в слюды и монтмориллонит.

Однако многие почвоведы в разных странах считают, что латерит образуется как обогащенный железом остаточный материал предельного разрушения минералов, выщелачивания и десилликации продуктов выветривания.

Было бы правильным аллитные почвы подразделять на две большие группы в зависимости от их водного режима и баланса минеральных и органических веществ.

1. Аллитные почвы, сформированные на остаточной аллитной коре выветривания. Сюда войдут тропические бокситовые почвы, подобные тем, которые описаны на Гавайских островах Шерманом. В этой группе тропических аллитных почв степень и интенсивность выветривания первичных и вторичных минералов будут увеличиваться с продолжительностью выветривания и почвообразовательного процесса, а также параллельно возрастанию влажности и устойчиво высокой температуры тропического климата; на стадии бокситовых почв типичными минералами являются гидраргиллит, бемит и другие формы окислов алюминия и железа. Сказанное относится к сравнительно равнинным холмистым территориям, где продукты выветривания и почвообразования могут сохраняться. Склоны горных цепей, переживающие интенсивное поднятие и эрозию, не могли сохранить почвы третичного и начала четвертичного времени.

2. Аллитные почвы, развитые на железистой аккумулятивной коре выветривания в результате древнего или современного гидроморфного процесса. Именно эти образования следует назвать латеритами, как это было предложено Бьюкененом в 1807 г. В группу этих типов коры выветривания и тропических почв войдут озерно-болотные латериты (образованные осадками из капиллярной каймы грунтовых вод), латериты, сформированные осадками полуторных окислов из временных потоков грунтовых вод на склонах, особенно в их нижней части. При этом следует различать современные латеритные образования, сформированные новейшими химическими осадками из грунтовых вод, циркулирующих в почве и коре выветривания в настоящее время, и древние латеритные образования, возникшие в геологическом прошлом из химических осадков, выпавших из озерных, болотных или грунтовых вод, ныне исчезнувших в результате смены аккумулятивного ландшафта на эрозионный.

Учитывая древность тропического выветривания и почвообразования — порядка нескольких миллионов лет, можно представить полную смену аккумулятивных ландшафтов эрозионными и превращение аккумулятивных типов коры выветривания в неоэлювий, когда латеритные образования будут являться субстратом для современного элювиального почвообразовательного процесса и когда скопления полуторных окислов в почвенных горизонтах ни в какой мере не могут быть объяснены влиянием гидрологических и климатических условий современности.

СООБЩЕСТВО ПОЧВ АКТИВНЫХ СЕЙСМО-ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗОН

Значение землетрясений и вулканизма в почвообразовании недостаточно учитывалось во многих сводных картографических работах, опубликованных ранее. Между тем эти факторы ни в коем случае нельзя недооценивать. На Земле ежегодно происходит несколько тысяч землетрясений, сопровождающихся нередко катастрофическими нарушениями в топографии, гидрологии и почвенном покрове местности.

Сейсмические явления сосредоточены в определенных зонах земного шара: 1) тихоокеанской (северная, восточная и западная периферии материков Азии и всей Америки, обращенные к Тихому океану); 2) средиземноморской (Северная Африка, Южная и Юго-Восточная Европа, Кавказ, Закавказье и Малая Азия); 3) центральноазиатской (районы Копетдага, Тянь-Шаня, Гиндукуша, Гималаев); 4) восточноафриканской (от Египта через Судан и Эфиопию к бассейну озер Виктория, Танганьика и нижнему течению р. Замбези, т. е. в зоне Великого Восточно-Африканского разлома).

Эти зоны совпадают с зонами активного современного или геологически недавнего вулканизма. На земном шаре насчитывается более 400 действующих вулканов и до 1000 вулканов, действовавших в течение четвертичного периода. Вулканы периодически выбрасывают колоссальные объемы лавы, пепла, газов, минерализованных вод, коренным образом меняющих условия почвообразовательного процесса, свойства почвенного покрова на весьма обширных территориях. Земледельцы, агрономы и почвоведы стран, расположенных в зонах действующего и недавнего вулканизма, а также в зонах современной сейсмотектоники, специально выделяют большие классы вулканических почв или почв, затронутых сейсмическими факторами (Япония, Новая Зеландия, Индонезия, Филиппины, Гавайские острова, Камчатка, Италия, Эфиопия, Чили и др.).

Вулканические почвы, развитые на свежих осадках пепла и лавах, являются самыми молодыми автоморфными. Обычно это почвы высокого и устойчивого плодородия. Однако известны также случаи низкого плодородия почв, отравленных соединениями бора, которые поступают в почвенные и грунтовые воды из вулканических источников. Почвоведами Новой Зеландии, Японии, Чили, Гавайских островов сделано очень многое для познания роли вулканического фактора в образовании почв, их свойств и плодородия.

Почвы на свежих вулканических осадках настолько своеобразны, что их следует объединить в самостоятельную формацию. Предстоит дальнейшее изучение почв, затронутых теллурическими факторами почвообразования, их подразделение на классификационные группы и отражение этих почв на региональных континентальных и мировых почвенных картах.

ПОЧВЫ, СОЗДАННЫЕ В ПРОЦЕССЕ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ЧЕЛОВЕКА

Человек появился на земном шаре 1,5—2 млн. лет назад. Человеческое общество и сознательный труд человека насчитывают не более 15 тыс. лет. Но значение хозяйственной деятельности человека в природе земного шара, в истории и свойствах почвенного покрова непрерывно возрастает и усиливается по мере развития человеческого общества, по мере развития его хозяйства, техники и науки.

Хозяйственная деятельность человека является одним из самых могущественных факторов почвообразования. История прошлого имеет немало примеров разрушения почвенного покрова, потери почвами плодородия вследствие эрозии, засоления, заболачивания, опустынивания территорий. Однако в целом в ходе истории общества производительность труда в сельском хозяйстве непрерывно росла и суммарная продукция продовольствия, растительного и животного сырья непрерывно возрастала, обеспечивая растущие потребности человечества.

Во всех (особенно детальных) картографических работах и съемках необходимо выделять почвы, измененные хозяйственной деятельностью или созданные трудом человека. Было бы неправильным отказаться от поисков средств отражения этого фактора на почвенных картах континентов и мира, хотя это и сложно.

Весьма сильно изменены болотные, бурые и подзолистые почвы Европы в результате многолетней практики известкования и внесения удобрений, а также применения дренажа.

Не менее глубоко изменились почвы тропической Африки и Южной Америки, потерявшие верхние гумусовые горизонты и природное плодородие в результате сведения леса и эрозии. Коренные изменения внес человек в дельтовые районы, являющиеся с древнейших времен районами интенсивнейшего земледелия, сознательного регулирования водного режима, ирригации и высокопродуктивного земледелия, иногда, впрочем, катастрофически страдавшего от наводнений или вторичного засоления.

Все эти изменения в почвенном покрове столь значительны, что они должны быть отмечены теми или иными способами на почвенных картах различного масштаба.

ОПЫТ ИСТОРИКО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ПОЧВ МИРА

В естествознании наиболее полно и верно отражает закономерности природы та классификация явлений или объектов, которая строится на историческом эволюционном принципе. Можно убедительно показать, что исторический подход при решении классификационных проблем является единственно правильным и с философской точки зрения. Такой подход способствует вскрытию внутренних, коренных взаимосвязей между изучаемыми явлениями, объектами и их свойствами. В любой науке классификации, построенные на принципах материалистической диалектики, оказываются наиболее долговечными, наиболее фундаментальными и в наибольшей степени способствуют научному прогрессу.

Из опыта, накопленного мировым почвоведением, следует, что почва развивается во времени из материнских горных пород или из предшествующих видов почв под воздействием определенных сочетаний и развития факторов почвообразования. В многочисленных публикациях можно найти большое разнообразие конкретных описаний и доказательств истории и эволюции почвенного покрова, вскрытых при помощи сравнительно-географического метода, путем экспериментальных и стационарных исследований или при мелиорации почв.

Поскольку почва — природное тело, постоянно изменяющееся во времени под влиянием непрерывно протекающего почвообразовательного процесса, мы можем и должны применить к изучению почв историко-диалектический принцип, синтетическим результатом которого является почвенная классификация. Применение историко-диалектического принципа позволяет не только правильно сгруппировать почвы и отразить их пространственное расположение на земной поверхности, но и глубже вскрыть взаимосвязи между различными почвами и их свойствами.

В. В. Докучаев на ранних этапах развития почвоведения придавал исключительное значение фактору времени в почвообразовании. Впоследствии почвоведы неоднократно пытались применить эволюционный принцип к почвенной классификации. К сожалению, эти попытки не привели к созданию стройной эволюционной системы классификации почв.

Попытка изложить историко-генетические принципы классификации почв была предпринята Б. Б. Полыновым (1933) и В. А. Ковдой (1933) на конференции почвоведов СССР в 1932 г. Автор тогда отмечал, что при историческом понимании почвообразования необходимо классифициро-

вать типы почв не по их географическому распространению (зоны), не по внешним условиям их развития и внешним признакам (окраска), а по историко-генетической связи устанавливаемых типов, являющихся многообразными стадиями почвообразовательного процесса.

В почвоведении до последнего времени преобладали классификации почв по особенностям факторов почвообразования, по биоклиматическим условиям природных зон и фаций, по сочетаниям генетических горизонтов или химических и физических свойств почвенного профиля. При этом почвы часто рассматривались как продукт только современных условий почвообразования. Вместе с этим в почвоведении накопилось уже немало достоверных данных о возрасте и четвертичной истории отдельных типов почв или о стадийной смене гидроморфных и автоморфных почв, о развитии засоленных почв, об остепнении и опустынивании почв и т. д. Понятие о режимах почв позволило значительно шире подойти к вопросам почвенной классификации. Но режимы почв отражают влияния современных внешних факторов почвообразования и одновременно эволюционируют во времени вместе с эволюцией почв и среды, причем изменения одних приводят к изменению других, и наоборот.

Подводя итоги сказанному, можно следующим образом определить задачи классификации почв:

а) установить и отразить основные стадии процессов возникновения и развития почв в целях планомерного улучшения и более рационального использования в интересах человека;

б) установить и отразить историко-генетическую связь между стадиями развития почв;

в) вскрыть и понять основные свойства, противоречия и ведущие факторы, двигающие процессы развития почв на каждой стадии;

г) указать пути к открытию новых типов почв и новых свойств;

д) ориентировать практику на рациональное использование почв в земледелии, лесоводстве, мелиорации, инженерном деле и др.

Наиболее общим явлением при почвообразовании, характерным для всех почв, служит специфический баланс органических и минеральных веществ. Превращения веществ и изменения их баланса в истории биологического и геологического (геохимического) круговорота в гипергенной оболочке планеты составляют основу почвенной эволюции, двигательную силу почвообразовательного процесса. Без биогенной аккумуляции нет почвообразования; но биогенная аккумуляция веществ в почве сочетается весьма сложно и различно с выветриванием, выносом, транзитом или аккумуляцией веществ в ландшафте.

В сложном понятии развития и истории баланса веществ при почвообразовании представлены такие явления, как водный баланс (источники и формы поступления, испарения, транспирации, оттока) и связанный с ним геохимический баланс минеральных веществ, поступающих и выносимых из почвенной толщи, и особенно синтез и распад органических веществ, накопление и миграция связанных с ними биогенных элементов.

Биологический круговорот веществ всегда развивается на одной из ветвей более широкого геологического круговорота. Именно поэтому мы не можем рассматривать их изолированно при изучении развития почв. Такие противоположно направленные процессы, как синтез и разложение, аккумуляция, транспорт и вынос веществ, накопление и выделение энергии в почвах, протекают всегда одновременно, образуя сочетания, приводящие к разнообразию почвообразовательных процессов и почв.

При этом существенную роль играет направленность тех или иных процессов.

Геологический (геохимический) и биологический круговороты веществ на определенных этапах почвообразования имеют общее направление и тогда образуются особенно мощные и богатые формы аккумуляции веществ в почве. Таковы, например, темноцветные луговые гидроморфные почвы разных природных зон. Распространены случаи еще и такого соотношения, когда биологический и геологический круговороты веществ имеют взаимно противоположную направленность, например в автоморфных аллитных или подзолистых почвах. В зависимости от сочетаний элементов, слагающих геологический и биологический круговороты веществ, формируются совершенно различные группы и типы почв.

Напомним, что многообразие явлений почвообразования укладывается в следующие стадии формирования баланса веществ:

1) гидро-аккумулятивная (субаквальная, подводная, амфибиальная) с положительным (накопительным) балансом веществ (механическим, геохимическим, биологическим);

2) гидро-биоаккумулятивная (гидроморфная, капиллярно-гидроморфная, супераквальная) без механической аккумуляции, но с выраженной геохимической и биогенной аккумуляцией веществ;

3) мезогидроморфная (мезо-гидро-биоаккумулятивная, полугидроморфная) со слабым или лишь периодическим геохимическим притоком от грунтовых вод и выраженной биогенной аккумуляцией веществ;

4) палеогидроморфная (неоавтоморфная) с явными реликтами гидроморфного прошлого, имеющая выраженный отрицательный биогеохимический баланс (промывной) при ясной биогенной аккумуляции веществ;

5) протерогидроморфная со слабыми следами или спорными реликтами древнего гидроморфного режима, но ныне характеризующаяся промывным элювиальным типом баланса веществ;

6, 7, 8) автоморфные (биоаккумулятивные) стадии — почвы развиваются без воздействия грунтовых вод и не несут в своем профиле никаких признаков прошлого гидро-геохимического аккумулятивного процесса (элювиальные почвы). Преобладающему здесь геохимическому выносу веществ из коры выветривания и почвы противостоит биогенная аккумуляция веществ, вовлеченных в биологический круговорот. Под вековым влиянием нисходящего тока суммарный баланс веществ в почвенной свите отрицательный.

Скальные и маломощные разновидности почв на обломочной коре выветривания без полноразвитого сочетания генетических горизонтов являются начально автоморфными почвами, или примитивно-автоморфными (6).

В наиболее типичной форме автоморфные биоаккумулятивные почвы (7) образуются на древних денудационных равнинах или на равнинных поверхностях, сложенных изверженными и метаморфическими породами, а также сухопутными осадочными породами четвертичного периода (эоловые и вулканические осадки).

Древние автоморфные почвы достигают колоссального абсолютного возраста в субтропиках и тропиках, которые не подвергались оледенениям, эрозии или погребению новым аллювием. Таковы бурые субтропические, красноземы, желтоземы, ферраллитные, аллитные и бокситовые

почвы, ведущие свою историю с третичного времени и являющиеся по нашей номенклатуре уже палеоавтоморфными почвами (8);

9) горно-эрозионная стадия со значительным механическим выносом. На склонах и в условиях холмистого или горного рельефа на автоморфной стадии почвообразования к выносу геохимическому может присоединиться значительный вынос механический, т. е. эрозия. Отрицательный баланс веществ в этих случаях усиливается. Тектоника и эрозия могут настолько преобразовать рельеф, удалить древние коры выветривания и почвы, что в итоге никаких признаков предшествовавшего почвообразования в почвенных горизонтах не обнаруживается.

Рассмотренные стадии эволюции баланса веществ в почвообразовательном процессе представляют собой определенные количественно-качественные этапы эволюционного процесса на поверхностях водно-аккумулятивного или исконно сухопутного происхождения, вовлеченных в тектоническое поднятие.

Как в любом историческом процессе, так и в конкретных физико-географических условиях отдельные стадии могли выпадать. Так, на обширных пространствах, сложенных изверженными, метаморфическими и плотными древними осадочными породами, на древних денудационных равнинах почвообразовательный процесс начинался, конечно, не с гидроаккумулятивной (подводной) стадии, а с биоаккумулятивной. Такой же генезис имеют почвы на вулканических лавах, на выходах коренных пород, почвы горных плато. На относительно молодых водно-аккумулятивных равнинах почвообразование находится лишь на 1, 2, 3 стадиях и, возможно, никогда не достигнет более поздних стадий.

Что касается горных почв денудационно-биоаккумулятивного типа, подверженных нормальному эрозионному сносу, то их следует рассматривать как самостоятельную обширную и сложную стадию почвообразования, которая практически не связана с предыдущими. Почвообразование в горных странах весьма специфично и все еще мало изучено. Но уже теперь ясно, что явления бокового выноса, перераспределения и временного накопления (по пути транзита) химических, механических и биогенных продуктов почвообразования представляют собой определяющие особенности горного почвообразования, реже наблюдаемые при почвообразовании на равнинах.

Баланс веществ при горном выветривании и почвообразовании в тенденции и абсолютном смысле отрицательный. Несмотря на то что биогенная аккумуляция в горных почвах существует и может достигать больших степеней выраженности, именно здесь берет начало водный, химический, твердый и биогенный сток материала, формирующего почвообразующие породы и почвы аккумулятивных ландшафтов, характеризующихся положительным балансом веществ. С этой точки зрения, почвы гор и холмов являются как бы исходным материалом для начала почвообразования на низменностях. Нужна большая теоретическая работа для познания особенностей горного почвообразования и для более обоснованных решений о месте горных почв в классификации.

С момента начала хозяйственной деятельности человека почвообразование на земле вступило в современную новейшую стадию. По мере развития науки и техники и особенно индустриализации земледелия все отчетливее обособляется сообщество культурных почв, баланс веществ в которых и режим сознательно изменены и управляются человеком. Хотя особенности предшествующего почвообразования могут еще длительно сохраняться, во многих случаях человек создает новые типы почв, неиз-

вестные ранее в природе (ирригационно-луговые, осушенные, известкованные окультуренные подзолистые).

В пределах почвенно-геохимических формаций и стадиальных типов баланса вещества на одновозрастных и однотипных элементах суши, но в разных биоклиматических условиях почвы развиваются неодинаково, что приводит к образованию различных почвенных типов, т. е. имеет место полигенез почвенных образований.

Ранее было показано, что интенсивность всех процессов преобразования и миграции вещества в зоне гипергенеза непосредственно зависит от количества энергии, получаемой земной поверхностью. Энергетический показатель почвообразования необходимо учитывать в эволюции баланса веществ, а следовательно, и в классификации почв, построенной на эволюционном принципе.

Энергетические (климатические) факторы определяют разнообразие почв в пределах одной стадиальной группы для данной почвенно-геохимической формации. Поэтому, определив место почвенного типа в системе почвенно-геохимических формаций и стадиальных групп, устанавливают его место и в системе климатических фаций почв.

Климатические фации почв выделяются по величине радиационного баланса и коэффициента увлажнения территории в соответствии с известным уравнением В. Р. Волобуева:

$$E = f(Q, a),$$

где E — потенциальная энергия почвообразования; Q — радиационный баланс; a — фактор увлажнения.

Изменения энергетического потенциала на земной поверхности наиболее обобщенно проявляются в системе термических поясов, которые удобно характеризовать величиной радиационного баланса земной поверхности (Q). Степень увлажнения местности может быть охарактеризована коэффициентом увлажненности (K) Иванова. По сочетанию этих величин, принимая величину E дискретной, можно выделить следующие климатические фации почв:

	Q, ккал/см²/год	K
a — тропические гумидные почвы	75—100	>1,00
в — » семигумидные почвы	75—100	0,75—1,00
c — » семиаридные почвы	75—100	0,50—0,75
d — » аридные почвы	75—100	0,25—0,50
e — » супераридные почвы	75—100	<0,25
f — субтропические гумидные почвы	50—75	>1,00
g — » семигумидные почвы	50—75	0,75—1,00
h — » семиаридные почвы	50—75	0,50—0,75
i — » аридные почвы	50—75	0,25—0,50
j — » супераридные почвы	50—75	<0,25
k — суббореальные гумидные почвы	35—50	>1,00
l — » семигумидные почвы	35—50	0,75—1,00
m — » семиаридные почвы	35—50	0,50—0,75
n — » аридные почвы	35—50	<0,50
o — бореальные гумидно-криогенные почвы	25—35	>1,00 (вековая мерзлота)

	Q, ккал/см²/год	K
p — бореальные гумидные почвы	25–35	>1,00
q — » семигумидные почвы	25—35	0,75—1,00
r — » семиаридные почвы	25—35	0,50—0,75
s — полярные гумидно-криогенные почвы	10—25	>1,00 (вековая мерзлота)
t — » аридно-криогенные почвы	10—25	1,00 (вековая мерзлота)
u — высокогорные почвы	различный	1,00—0,25

Итак, теоретические предпосылки, положенные в основу эволюционно-генетической системы классификации почв мира, таковы:

1) почвенный покров — это непрерывная гумусово-минеральная оболочка суши земного шара, которая формируется при взаимодействии малого биологического и большого геологического круговоротов веществ в зоне гипергенеза;

2) почвы развиваются по мере эволюции ландшафта;

3) баланс веществ при почвообразовании — основной суммарный объект эволюции почв;

4) современные почвы различных континентов мира разновозрастны;

5) имеет место полигенез (множественность путей) почвенных образований.

В соответствии с названными теоретическими предпосылками строится система таксономических единиц.

Выделение низших таксономических единиц является общепринятым советскими почвоведами. Выделяются варианты почв по степени окультуренности или смытости [1], разновидности почв по механическому составу, виды почв по степени развития основного процесса, роды почв по характеру почвообразующих пород, подтипы и типы почв по принципу общности диагностических признаков, горизонтов, идентичности режимов и внутренних свойств почв.

Высшие таксономические единицы располагаются в следующей последовательности:

почвенно-геохимические формации,
стадиальные группы почв,
климатическая фация почв,
тип почв.

Ниже приводится систематика типов почв суши земного шара, построенная на основе изложенных теоретических представлений. Для этого были использованы в качестве исходных следующие материалы: 1) J. L. D'Hoore. Carte des sols d'Afriqe. Lagos, 1964; 2) C. G. Stephens. Soil Map of Australia. Adelaida, 1960; 3) В. А. Ковда и Е. В. Лобова. Почвенная карта Азии. М., 1964; 4) Почвенный ин-т им. В. В. Докучаева. Почвенная карта Европы. М., 1962; 5) L. Bramao and R. Costa da Lemos. Soil Map of South America. Rome, 1965; 6) U. S. Dept. of the Interior Geological Survey. Soil Map of USA. New York, 1967.

Мы приводим наиболее полный перечень типов почв суши земного шара, включающий более 200 известных и показанных на разных картах типов почв. Однако, рассматривая его, необходимо иметь в виду два

[1] По окультуренности могут выделяться таксоны любого уровня, от типа (например, рисовые почвы, мелиорированные почвы) до подтипов и видов; это зависит от степени трансформации почвы под влиянием культуры.

обстоятельства. Во-первых, использованная здесь номенклатура почв в некоторых случаях уже претерпела изменения. Взятая из картографических материалов различных национальных школ, она не имеет единой основы. Во-вторых, не для всех названных в систематическом классификационном перечне почв установлен генезис, и отнесение отдельных типов почв к тем или иным стадиям следует рассматривать как условное и предположительное. Работа по уточнению систематики почв земного шара продолжается.

СИСТЕМАТИКА ПОЧВ СУШИ ЗЕМНОГО ШАРА

I. ФОРМАЦИЯ КИСЛЫХ АЛЛИТНЫХ ПОЧВ

8. Палеоавтоморфные почвы

I 8a. Красно-желтые аллитные (Аю, Аф) [1]

II. ФОРМАЦИЯ КИСЛЫХ АЛЛИТНО-КАОЛИНИТОВЫХ ПОЧВ

3. Мезогидроморфные почвы

II 3a. Латериты грунтового увлажнения (Аз, Аю)

5. Протерогидроморфные почвы

II 5a. Латеритные (Аю)

II 5b. Ожелезненные тропические (Аф, Аз)

7. Автоморфные почвы

II 7a. Феррисоли (Аф, Аю)

8. Палеоавтоморфные почвы

II 8a. Желтые ферраллитные (Аф, Аз, Ас, Аю)
II 8b. Красные ферраллитные (Аф, Ав, Аз, Ас, Аю)

9. Горно-эрозионные почвы

II 9a. Горные феррисоли (Аф)
II 9a. Горные ферраллитные (Аз)
II 9a. Горные ферраллитные оподзоленные (Ав, Аз)
II 9b. Горные ферраллитные с темным горизонтом (Аф)
II 9b. Горные ферраллитные гумусированные (Аф)

III. ФОРМАЦИЯ КИСЛЫХ КАОЛИНИТОВЫХ ПОЧВ

5. Протерогидроморфные почвы

III 5f. Желтые подзолистые (Ас, Аю, Е)
III 5g. Красные подзолистые (Ас, Аю, Е)

---

[1] Буквенными символами рядом с названиями почв показаны континенты, на которых отмечено их распространение: Африка — Аф, Америка Северная — Ас, Америка Южная — Аю, Австралия — Ав, Азия — Аз, Европа — Е. Арабские цифры 1—9 см. на стр. 407—408.

7. Автоморфные почвы

III 7g. Руброземы (Аю)

8. Палеоавтоморфные

III 8f. Красноземы (Ав, Аз, Е)
III 8g. Желтоземы (Ав, Аз, Е)

9. Горно-эрозионные почвы

III 9f. Горные красноземы (Аз, Е)
III 9g. Горные желтоземы (Аз, Е)

IV. ФОРМАЦИЯ КИСЛЫХ СИАЛЛИТНЫХ ПОЧВ

2. Гидроморфные почвы

IV 2a. Аллювиальные тропические (Аф, Ав, Аз, Ас, Аю)
IV 2a. Болотные тропические минеральные(Аф, Аз, Аю)
IV 2f. Аллювиальные субтропические (Аф, Ав, Аз, Ас, Аю)
IV 2f. Болотные сутропические (Аю)
IV 2k. Аллювиальные суббореальные (Ав, Аз, Ас, Аю, Е)
IV 2a. Мохово-болотные мерзлотные (Аз, Ас)
IV 2b. Аллювиальные кислые (Ав, Аз, Ас, Е)
IV 2p. Луговые выщелоченные (Аз)
IV 2p. Болотные торфяные (Аз, Е)
IV 2p. Болотные перегнойно-торфяные (Аз, Е)
IV 2s. Тундровые болотные (Е)

2. Мезогидроморфные почвы

IV 3a. Приморские дюнные тропические (Аф, Ав)
IV 3k. Бурые лесные глеевые (Е)
IV 3b. Бурые таежные слабооподзоленные оглеенные (Аз)
IV. 3a. Глеево-мерзлотно-таежные (Аз)
IV 3o. Мерзлотно-таежные полуболотные (Аз)
IV 3p. Подзолисто-болотные (Аз, Е)
IV 3p. Подзолисто-болотные иллювиально-гумусовые (Е)
IV 3p. Глеево-подзолистые (Аз, Е)
IV 3p. Торфянисто-подзолисто-глеевые (Ав, Е)
IV 3q. Дерново-подзолисто-глеевые (Ав, Е)
IV 3q. Дерново-глеевые (Е)
IV 3s. Тундровые глеевые (Е)
IV 3s. Тундровые торфянисто-глеевые (Е)

4. Палеогидроморфные почвы

IV 4a. Тропические подзолы (Аф, Ав, Аю)
IV 4p. Подзолистые иллювиально-гумусные (Аз)
IV 4p. Подзолистые иллювиально-железистые (Е)
IV 4p. Подзолистые иллювиально-гумусово-железистые (Е)
IV 4p. Поверхностно-подзолистые иллювиально-многогумусовые (Е)
IV 4p. Поверхностно-подзолистые иллювиально-железисто-гумусовые (Е)
IV 4s. Тундровые иллювиально-гумусовые оподзоленные (Е)
IV 4s. Тундровые иллювиально-железисто-гумусовые оподзоленные (Е)

5. Протерогидроморфные почвы

IV 5k. Бурые лесные глееватые и оподзоленные (Аз)
IV 5k. Бурые лесные оподзоленные (Е)
IV 5l. Серо-бурые подзолистые (Ав, Аз, Е)
IV 5l. Светло-серые лесные (Е)
IV 5l. Серые лесные (Аз, Е, Ас)
IV 5l. Темно-серые лесные (Е)

IV 5p. Подзолистые (Ав, Аз, Ас, Е)
IV 5p. Слабодерново-подзолистые (Е)
IV 5p. Дерново-подзолистые (Аз, Е, Ас)
IV 5p. Дерново-палево-подзолистые (Е)
IV 5p. Дерново-палево-подзолистые поверхностно-огленные (Е)

6. Примитивно-автоморфные почвы

IV 6l. Дерново-лесные неоподзоленные (Аз)
IV 6s. Тундровые субарктические (Аз)
IV 6s. Тундровые арктические (Аз, Е)
IV 6t. Тундровые примитивные (Е)
IV 6t. Арктические (Аз)

7. Автоморфные почвы

IV 7f. Терра-росса (Ав, Е)
IV 7f. Красные средиземноморские (Аф, Аю, Е)
IV 7g. Желто-бурые (Аз)
IV 7g. Бурые лесные красноватые (Аз, Е)
IV 7g. Бурые средиземноморские (Аф, Аю)
IV 7h. Красно-бурые (Ав)
IV 7k. Бурые лесные типичные (Ас, Аю, Е)
IV 7k. Бурые лесные кислые (Аз, Ас, Аю, Е)
IV 7k. Почвы лессиве (Аф, Е)
IV 7l. Буро-серые лесные (переходные к серым лесным) (Е)
IV 7l. Бурые лесные темные (переходные к черноземам) (Е)
IV 7l. Рендзины бурые (Е)
IV 7m. Бурые лесные коричневатые (переходные к коричневым) (Е)
IV 7o. Серые лесные мерзлотно-глееватые (Аз)
IV 7o. Мерзлотно-таежные кислые (Аз)
IV 7o. Дерновые малогумусные (Аз)
IV 7p. Дерново-карбонатные (Е)
IV 7s. Дериово-грубогумусные субполярные (Е)

9. Горно-эрозионные почвы

IV 9f. Горные терра-росса (Е)
IV 9g. Горные желто-бурые (Е)
IV 9m. Горные черно-коричневые (Аз)
IV 9k. Горные бурые лесные типичные (Аз, Е)
IV 9k. Горные бурые лесные кислые (Е)
IV 9k. Горные бурые лесные оподзоленные (Е)
IV 9k. Горные лессиве (Е)
IV 9l. Горные рендзины бурые (Е)
IV 9u. Горно-луговые альпийские (Аф, Ав, Аз, Ас, Аю, Е)
IV 9u. Горно-луговые субальпийские (Аз, Аю, Е)
IV 9p. Горные подзолистые (Аз, Е)
IV 9p. Горные дерново-подзолистые (Е)
IV 9q. Горные таежные дерновые неоподзоленные (Аз)
IV 9q. Горные таежные гумусо-иллювиальные (Аз)
IV 9q. Горные таежные ожелезненные (Аз)
IV 9q. Горные таежные бурые (Аз)
IV 9q. Горные лесные кислые (Е)
IV 9s. Горные тундровые (Аз, Е)

V. ФОРМАЦИЯ НЕЙТРАЛЬНЫХ И СЛАБОЩЕЛОЧНЫХ СИАЛЛИТНЫХ ПОЧВ

2. Гидроморфные почвы

V 2b. Бурые речных долин (Аф)
V 2c. Тропические аллювиальные карбонатные (Аю)
V 2d. Тропические луговые (Аз)
V 2l. Аллювиальные гумусированные (Ав, Аз, Ас, Е)

3. Мезогидроморфные почвы

V 3f. Рендзины грунтового увлажнения (Ав)
V 3h. Лугово-коричневые (Е)
V 3i. Лугово-сероземные (Е)
V 3n. Лугово-каштановые солонцеватые (Е)
V 3n. Лугово-каштановые (Аз)
V 3n. Лугово-пустынные (Аз)

4. Палеогидроморфные почвы

V 4d. Тропические с карбонатным пэном (Аф)
V 4d. Тропические гипсоносные (Аф)
V 4d. Красно-бурые карбонатные (Аф, Аз, Аю)
V. 4i. Серо-коричневые мицеллярно-карбонатные (Аз)
V 4n. Бурые полупустынные солонцеватые (Ав, Аз)
V 4n. Светло-каштановые солонцеватые (Аз, Е)
V 4n. Каштановые солонцеватые (Аз, Е)
V 4n. Темно-каштановые солонцеватые (Е)
V 4n. Серо-бурые пустынные многокарбонатные (Ав, Аз)
V 4o. Мерзлотно-таежные осолоделые (Аз)

5. Протерогидроморфные почвы

V 5h. Коричневые малокарбонатные (Аз, Аю)
V 5h. Коричневые выщелоченные, иногда оподзоленные (Е)
V 5h. Серо-коричневые (Аз, Аю)
V 5i. Хейлуту (Аз)
V 5i. Сероземы (Аз, Аю)
V 5m. Светло-каштановые (Аз, Е)
V 5m. Каштановые почвы (Аз, Аю, Ас, Е)
V 5m. Каштановые мицеллярно-карбонатные (Е)
V 5m. Темно-каштановые (Е)
V 5m. Темно-каштановые мицеллярно-карбонатные (Е)
V 5n. Бурые полупустынные малокарбонатные (Аз, Аю)
V 5n. Серо-бурые пустынные (Аз)

6. Примитивно-автоморфные почвы

V 6a. Бурые эутрофные тропические (Аф)
V 6d. Тропические полупустынные (Аф, Ав)
V 6n. Примитивные пустынные (Аз)
V 6n. Экстра-пустынные (Аз)

7. Автоморфные почвы

V 7d. Бурые тропические аридные (Аф, Ав)
V 7f. Рендзины красные (Ав, Е)
V 7f. Желто-коричневые (Аз)
V 7h. Бурые бескарбонатные (Ав, Аю)
V 7h. Рендзины бурые средиземноморские (Аф, Ав)
V 7i. Бурые аридные (Аф, Ав)
V 7m. Бурые лесные нейтральные (буро-коричневые) (Аз, Е)

8. Палеоавтоморфные почвы

V 8d. Красные тропические пустынные (Аф, Аз, Аю)
V 8i. Красноватые почвы пустынь (Аз)

9. Горно-эрозионные почвы

V 9f. Горные рендзины красные (Е)
V 9g. Горные коричневые выщелоченные, иногда оподзоленные (Е)
V 9h. Горные коричневые (Аз, Аю, Е)
V 9i. Горные серо-коричневые (Аз)
V 9i. Горные сероземы (Аз)

V 9m. Горно-луговые черноземовидные (Е)
V 9m. Горные каштановые (Аз, Е)
V 9m. Высокогорные степные (Аз)
V 9n. Высокогорные пустынно-степные (Аз)
V 9n. Горные бурые полупустынные (Аз, Е)
V 9n. Горные пустынные (Аз)
V 9n. Высокогорные пустынные (Аз)

VI. ФОРМАЦИЯ НЕЙТРАЛЬНЫХ И СЛАБОЩЕЛОЧНЫХ МОНТМОРИЛЛОНИТОВЫХ ПОЧВ

2. Гидроморфные почвы

VI 2m. Луговые (Аз, Е)

3. Мезогидроморфные почвы

VI 3l. Лугово-черноземные выщелоченные (Аз, Е)
VI 3m. Лугово-черноземные (Аз, Е)

4. Палеогидроморфные почвы

VI 4d. Вертисоли депрессий (Аф, Аз, Аю)
VI 4h. Смолницы (Е)
VI 4h. Красновато-черные прерий (Аю)
VI 4l. Брюниземы (Ас, Аю)
VI 4m. Черноземы типичные (Ав, Аз, Ас, Аю, Е)
VI 4m. Черноземы сильновыщелоченные слитые (Е)
VI 4m. Черноземы высоко-мицеллярнокарбонатные (Е)
VI 4m. Черноземы поверхностно-мицеллярнокарбонатные (Е)
VI 4m. Черноземы южные солонцеватые (Е)

5. Протерогидроморфные почвы

VI 5d. Регуры (Аф, Ав, Аз, Аю)
VI 5l. Черноземы оподзоленные мерзлотно-глееватые (Аз)
VI 5m. Черноземы оподзоленные (Аз, Е)
VI 5m. Черноземы выщелоченные (Аз, Е)
VI 5m. Черноземы мицеллярно-карбонатные (Е)
VI 5m. Черноземы выщелоченные глубоко-мицеллярнокарбонатные (Е)
VI 5m. Черноземы обыкновенные (Аз, Е)
VI 5m. Черноземы обыкновенные маломощные (Аз)
VI 5m. Черноземы южные (Аз, Е)
VI 5m. Черноземы южные маломощные (Аз)

9. Горно-эрозионные почвы

VI 9m. Горные черноземы (Аз, Е)
VI 9m. Горные черноземы выщелоченные и оподзоленные (Е)

VII. ФОРМАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ И ЗАСОЛЕННЫХ ПОЧВ

1. Гидро-аккумулятивные почвы

VII 1a. Мангровые (Аф, Ав, Аз, Ас, Аю)
VII 1d. Почвы себкхов и шоттов (Аф)
VII 1k. Приморские маршевые (Аз, Е)

2. Гидроморфные почвы

VII 2d. Тропические засоленные (Аф, Аю)
VII 2i. Солончаки луговые субтропические (Ав)
VII 2n. Луговые солонцеватые и солончаковатые (Аз, Е)
VII 2n. Солончаки (Аф, Ав, Ас, Аю, Аз, Е)

3. Мезогидроморфные почвы

VII 3lm. Солоди (Лв, Аз)
VII 3n. Солонцы луговые (Е)

4. Палеогидроморфные почвы

VII 4n. Солонцы (Аф, Ав, Аз, Ас, Е)
VII 4n. Осолоделые солонцы (Аф, Ав, Е)
VII 4n. Такыры (Аз)

9. Горно-эрозионные почвы

VII 9u. Высокогорные мерзлотные лугово-солончаковые (Аз)

VIII. ФОРМАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЧВ

7. Автоморфные почвы

VIII 7a. Тропические андосоли (Аф)
VIII 7f. Субтропические андосоли (Ас, Аю)
VIII 7p. Бореальные андосоли (Ас)

9. Горно-эрозионные почвы

VIII 9a. Горные тропические андосоли (Аф)
VIII 9f. Горные субтропические андосоли (Ас)

IX. ВЫХОДЫ ГОРНЫХ ПОРОД И ДРУГИЕ НЕПОЧВЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

IV 1. Железистые коры (Аф, Аз)
IX 2. Солевые коры (Аф, Аз)
IV 3. Глинистые коры (Аф, Аз)
IX 4. Хоры луметтов (Аф)
IX 5. Каменистые русла (Аф)
IX 6. Каменистые пустыни (Аф, Ав, Аз)
IX 7. Пески развеваемые (Аф, Ав, Аз, Е)
IX 8. Выходы пород (Аф, Аз)
IX 9. Ледники и вечные снега (Аз, Е)

Надо иметь в виду предварительный характер этой классификации, что обусловлено ограниченной в настоящее время достоверностью информации о почвах мира. Ошибки и неточности в исходных данных естественно предопределяют и ошибки в приведенном варианте классификации. Ошибки могут возникать и от субъективности интерпретации, которую авторы дают исходным данным.

Здесь не рассматривались все многочисленные схемы классификаций почв, которые существуют. Как советские, так и зарубежные схемы классификаций можно найти в учебниках по почвоведению.

Суммируя данные, изложенные в настоящем разделе, мы установили интересную общепланетарную зависимость числа типов почв в пределах каждой стадии почвообразования от положения этой стадии в принятой схеме эволюции. Чем выше положение стадии эволюции, тем большее число типов почв установлено в ее пределах.

Намечается прямая корреляционная связь между числом почвенных типов и степенью зрелости (развитости) почв в историко-эволюционном ряду. Эта связь выражается уравнением регрессии $y=8{,}1+(5{,}9\pm0{,}6)x$ и коэффициентом корреляции $r=0{,}98$ (рис. 112).

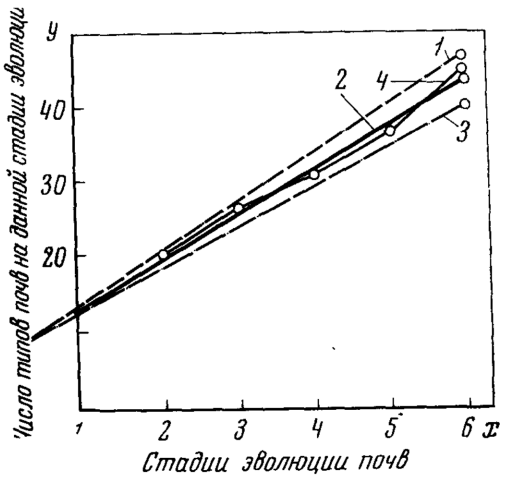


Рис. 112. Зависимость числа типов почв от стадии почвообразовательного процесса
$y=8{,}1(5{,}9+0{,}6)x$ при x от 1 до 6, $y_1=14$, $r=0{,}98$
1 — $y=8{,}1+6{,}5\,x$;
2 — $y=8{,}1+5{,}9\,x$;
3 — $y=8{,}1+5{,}3\,x$;
4 — фактическое распределение

Возможно, что эта зависимость является результатом случайных обстоятельств, например всеобщего увлечения изучением «типичных почв» высоких равнин (т. е. автоморфных и протерогидроморфных почв). Однако вполне вероятно, что она отражает общемировую тенденцию усложнения и многократной дифференциации почвенного покрова суши в направлении от молодых аллювиальных осадков и гидроаккумулятивных (подводных) стадий почвообразования к более зрелым и древним палеогидроморфным и биоаккумулятивным (автоморфным) почвам.

Можно также предполагать, что ведущим фактором отмеченной закономерности является усложнение и дифференциация потенциальных энергетических ресурсов почвообразования в связи с большими различиями в водном режиме и растительности на более древних поверхностях суши.

ЛЕГЕНДА И МЕЖДУНАРОДНАЯ НОМЕНКЛАТУРА ПОЧВ МИРА

Одной из первоочередных работ при составлении почвенной карты мира является согласование и унификация основных представлений о характере почв разных стран и континентов и принятие единой систематической легенды и терминологии. Без этого условия создание общепринятой мировой карты невозможно.

По инициативе советских ученых Международное общество почвоведов после Парижского конгресса (1956 г.) выступило с идеей составления континентальных и мировой почвенных карт на базе международного сотрудничества. Однако эта идея воплотилась в жизнь только после принятия соответствующей рекомендации Международным конгрессом почвоведов в Мадисоне (1960 г.).

В 1961 г. ФАО и ЮНЕСКО взяли на себя финансовую и научно-организационную ответственность по реализации проекта Мировой почвенной карты. Был установлен тесный контакт с Международным обществом почвоведов, по рекомендации которого создан Консультативный комитет экспертов, состоящий из крупнейших ученых мира.

Комитет периодически обсуждал научные вопросы, связанные с созданием почвенной карты мира, на заседаниях, проходивших в Риме, Париже, Москве.

Первоначально состав этого Комитета был довольно узким, но с 1966 г. в него вошли представители всех континентов и крупнейших мировых почвенных школ. От Советского Союза в состав Комитета входят И. П. Герасимов, В. А. Ковда (председатель до 1965 г.), Е. В. Лобова[1]. Европа представлена Ж. Обером, Р. Тавернье, Ф. Ван-Бареном. От Северной Америки участвуют Гай Д. Смит и А. Лихи, от Южной Америки — Д. А. Каппанини и Р. Коста де Лемос. Азию представляют С. В. Говинда-Раджан и М. Ойяма; Африку — С. Мутури, С. Перейра-Барето и Г. Б. Обенг; Австралию — С. Ж. Стифенс. Международное общество почвоведов представлено генеральным секретарем Ф. Ван-Бареном. В работе отдельных сессий Комитета принимали участие Ч. Келлог, Ж. Дор, Ф. Фурнье, К. Когрен, Н. Тейлор, Н. Чернеску, С. Райчаудри, М. А. Глазовская, В. М. Фридланд, Б. Г. Розанов, Д. Беннеме, Суиндал и др. Непосредственную работу по проекту при консультации Комитета

[1] До 1964 г. в состав Комитета входил И. В. Тюрин.

ведет Бюро почвенных ресурсов мира ФАО под руководством Р. Дюдаля и Л. Брамао в Риме.

За истекшее десятилетие проделана огромная работа по сбору и обобщению обширных материалов о почвах разных стран. Проведены корреляционные семинары с экскурсиями по Латинской Америке (1962, 1964, 1965, 1966), Европе (1962, 1963, 1965), Южной и Центральной Азии (1962), по вулканогенным почвам (1964), по Северной Америке (1965, 1966), Индии (1965). Проводились многочисленные рабочие совещания руководителей и консультантов проекта. Все материалы этих семинаров и совещаний публиковались ФАО в «World Soil Resources Reports» — WSRR (опубликовано около 40 выпусков).

Организаторы проекта Мировой почвенной карты, как и все почвоведы мира, приступая к этой работе, очень хорошо представляли себе трудности, связанные с наличием различных классификационных представлений в разных странах и отсутствием единой международной терминологии.

В разрешении этих трудностей столкнулись научные концепции разных почвенных школ и прежде всего наиболее сильных и влиятельных — русской и североамериканской. Унификация терминологии и установление научных понятий, соответствующих тем или иным терминам, т. е. принятие определений выделяемых почвенных единиц, явились краеугольным камнем всей работы. На это и была направлена работа Консультативного комитета.

Первый проект легенды был составлен в 1964 г. (WSRR, № 12). Он содержал определения основных почвенных единиц, схему общей легенды к карте, включая возможные почвенные ассоциации, и корреляционную таблицу, дающую соотношение выделенных почвенных единиц новой системы с почвенными единицами главнейших систематических списков мира (Почвенная карта Африки — ССТА [1], почвенные карты Европы и Азии — СССР, Почвенная карта Австралии — CSIRO [2], 7-е приближение — США).

Этот проект легенды в 1964 г. подвергся критике на Конгрессе в Бухаресте [3] и после него — со стороны почвоведов западноевропейских стран и США. От советских почвоведов критические замечания в ФАО послали В. А. Ковда, Е. В. Лобова и Б. Г. Розанов.

Разногласия среди почвоведов по первому проекту легенды были слишком большими и не позволили принять его ни в терминологическом отношении, ни по существу.

Собрав критические замечания, почвоведы ФАО разработали новый вариант легенды, который обсуждался на Московском совещании в августе 1966 г. Этот вариант легенды не был полностью опубликован и имел лишь ограниченное распространение, но результаты его обсуждения были опубликованы (WSRR, № 29; Лобова, Розанов, 1967).

В проекте легенды к Мировой почвенной карте была сделана первая попытка объединения методов классификации русской, западноевропейских и североамериканской школ. Это было сделано путем сочетания представлений о главнейших типах почв мира с количественными и качественными диагностическими критериями. Таким образом, в международной легенде было сохранено представление о главных типах почв

[1] Coordination Commithet in Tropical Africa.
[2] Commonwealth scientific and industrial research organization Australia.
[3] Председательствовал на этом заседании В. А. Ковда.

(soil units), которое традиционно разрабатывалось советскими учеными. Вместе с тем в диагностике почв были использованы рациональные диагностические критерии советских и западных научных школ, а также ряд критериев схемы «7-го приближения» США.

На Московском совещании было достигнуто соглашение по выделению основных почвенных единиц и согласованы в принципе их определения. Было подвергнуто детальному обсуждению 67 почвенных единиц (против 41 предыдущего проекта). На этом же совещании была согласована система обозначений и определений основных генетических почвенных горизонтов, в том числе диагностических, без чего нельзя дать точные определения почвенных единиц.

На основании решения Московского совещания в июле 1967 г. почвоведами ФАО был подготовлен четвертый вариант проекта легенды. Этот документ обсуждался в феврале 1968 г. в Риме (от СССР присутствовал Б. Г. Розанов) и в мае 1968 г. в Москве (от СССР присутствовали М. А. Глазовская, В. А. Ковда, Е. В. Лобова, Е. Н. Руднева, В. М. Фридланд).

Поскольку на Московском совещании 1966 г. принципиальная договоренность о характере основных определений, номенклатуре и диагностике почв была в основном достигнута, то на последующих рабочих совещаниях обсуждались и корректировались уже детали, т. е. целесообразность сохранения тех или иных почвенных единиц, полнота их определений, объем содержания тех или иных единиц и степень охвата ими разнообразия местных почв.

Много внимания уделялось вопросу принципов построения легенды. Предложенные зональный и эволюционный принципы были отвергнуты в результате дискуссий, так как в мировом масштабе ни тот, ни другой на данном этапе не могли быть последовательно выдержаны. Советскими почвоведами был предложен вариант последовательного проведения историко-генетического (эволюционного) принципа в легенде Мировой почвенной карты (Ковда, Розанов, Самойлова, 1968), но это предложение для международного проекта также принято не было.

В качестве компромисса был предложен проект легенды, содержащий недостаточно логичную последовательность основных почвенных единиц и не имеющий определенного генетического или географического содержания (публикация ФАО—WSRR, № 33). Предложения советских почвоведов по просьбе В. А. Ковды и Е. В. Лобовой были опубликованы в качестве приложения к проекту в том же выпуске WSRR (№ 33) для их обсуждения на IX Конгрессе вместе с проектом ФАО.

На IX Международном конгрессе почвоведов в Аделаиде (1968 г.), последний проект легенды к Мировой почвенной карте обсуждало около 300 почвоведов из разных стран (председательствовал В. А. Ковда). Предварительно была организована выставка новых почвенных карт различных континентов, в том числе показана в новой редакции почвенная карта Азии, подготовленная советскими почвоведами.

После обсуждения проекта ФАО (докладывал Р. Дюдаль) и предложений Московского совещания IX Конгресс единогласно принял проект легенды к Мировой почвенной карте с некоторыми коррективами к названиям и определениям отдельных почвенных единиц. Особенно важными изменениями надо признать выделение самостоятельной группы подзолювисолей (соответствуют подзолистым почвам Евразии), выделение самостоятельных групп солончаков и солонцов вместо единой группы галосолей, объединение солодей с планосолями в одну группу,

выделение самостоятельной группы нитосолей, выделение карбонатных типов почв в пределах нескольких групп и т. д. В последующем это было отражено в публикациях систематического перечня почв для легенды к Мировой почвенной карте (Dudal, 1969а, б).

Ниже приведен систематический список основных почв мира, опубликованный в № 33 WSRR с последующими поправками на основе решений конгресса (Dudal, 1969, 1969а) и Московского совещания 1970 г. (Зонн, Розанов, Соколов, Таргульян, 1970). Рядом с названиями почв и их русской транскрипцией нами даны краткие пояснения к терминологии и примерные эквивалентные понятия.

ПЕРЕЧЕНЬ ПОЧВ К ЛЕГЕНДЕ ПОЧВЕННОЙ КАРТЫ МИРА, ПРИНЯТЫЙ IX МЕЖДУНАРОДНЫМ КОНГРЕССОМ ПОЧВОВЕДОВ В 1968 Г., С ПОСЛЕДУЮЩИМИ ПОПРАВКАМИ 1969 И 1970 ГГ.

I. Fluvisols (флювисоли) (от лат. «fluvius» — река) — слаборазвитые почвы на современных аллювиальных наносах.

1. Eutric Fluvisols (богатые флювисоли) — плодородные, нейтральные насыщенные.
2. Calcaric Fluvisols (карбонатные флювисоли) — карбонатные.
3. Dystric Fluvisols (бедные флювисоли) — малоплодородные, кислые, ненасыщенные.
4. Thionic Fluvisols (серные флювисоли) — почвы с большим содержанием сульфидов, очень кислые при аэрации.

II. Gleysols (глейсоли) (от русск. «глей») — почвы с ярко выраженным глеевым горизонтом, в которых преобладают гидроморфные процессы.

5. Eutric Gleysols (богатые глейсоли) — нейтральные, насыщенные.
6. Calcaric Gleysols (карбонатные глейсоли) — карбонатные.
7. Dystric Gleysols (бедные глейсоли) — кислые, ненасыщенные.
8. Mollic Gleysols (моллевые глейсоли) — гумусовые, насыщенные, нейтральные.
9. Humic Gleysols (гумусовые глейсоли) — гумусовые, ненасыщенные, кислые.
10. Plinthic Gleysols (плинтитовые глейсоли) — глеевые почвы с горизонтом плинтита-латерита.
11. Cryic Gleysols (криогенные глейсоли) — глеевые почвы с близким уровнем многолетней мерзлоты.

III. Rhegosols (регосоли) (от греч. «rhegos» — покров) — слаборазвитые почвы на рыхлых неаллювиальных наносах (лёссы, пески и т. п.).

12. Eutric Rhegosols (богатые регосоли) — плодородные, нейтральные, насыщенные.
13. Calcaric Rhegosols (карбонатные регосоли) — карбонатные.
14. Dystric Rhegosols (бедные регосоли) — малоплодородные, кислые, ненасыщенные.
15. Cryic Rhegosols (криогенные регосоли) — почвы с близким уровнем многолетней мерзлоты.

IV. 16. Lithosols (литосоли) (от греч. «lithos» — камень) — примитивные щебнистые почвы на коренных скальных породах мощностью не более 25 *см*.

V. Arenosols (аренсоли) (от лат. «arena» — песок) — сильновыветрелые песчаные почвы тропиков и субтропиков, богатые полуторными окисламн.

17. Ferralic Arenosols (ферральные ареносоли) — песчаные почвы с ярко выраженным ферраллитным минеральным составом псевдопеска.
18. Laminic Arenosols (слоистые ареносоли) — почвы с чередованием цементированных прослоек песка.
19. Cambic Arenosols (камбиевые ареносоли) — почвы с несколько оглиненным горизонтом в профиле, образовавшимся без иллювиирования, путем оглинивания на месте.
20. Albic Arenosols (белесые ареносоли) — светлые почвы с остаточной аккумуляцией кварца (и каолина?) вместе с полуторными окислами.

VI. Rendzinas (рендзины) (от польск. «rzedic» — шум плуга на мелкой почве) — рендзины и дерново-карбонатные почвы.

21. Pellic Rendzinas (темные рендзины) — темноокрашенные сильногумусированные рендзины.
22. Chromic Rehdzinas (окрашенные рендзины) — бурые или красноватые рендзины.

VII. 23. Rankers (ранкеры) (от австр. «rank» — крутой склон) — слаборазвитые почвы с профилем АС на кремнистых плотных породах.

VIII. Andosols (андосоли) (от японск. «an» — темный и «do» — почва) — темные почвы на свежих вулканических пеплах и лавах, богатые аморфным минеральным материалом.

24. Ochric Andosols (светлые андосоли) — слабогумусированные андосоли.
25. Mollic Andosols (моллевые аидосоли) — сильногумусированные нейтральные насыщенные андосоли.
26. Humic Andosols (гумусовые андосоли) — сильногумусированные кислые ненасыщенные андосоли.
27. Vitric Andosols (стекловатые андосоли) — относительно слабовыветрелые грубообломочные андосоли.
28. Spodic Andosols (сподиковые андосоли) — железисто-гумусово-иллювиальные андосоли.

IX. Vertisols (вертисоли) (от лат. «verto» — оборачивать) — темные трещиноватые глинистые монтмориллонитовые самомульчирующиеся почвы.

29. Pellic Vertisols (темные вертисоли) — чернокрашеиные вертисоли.
30. Chromic Vertisols (окрашенные вертисоли) — буроватые или красноватые вертисоли.

X. Yermosols (эрмосоли) (от исп. «yermo» — пустыня и лат. «eremus» — заброшенный — пустынные почвы.

31. Haplic Yermosols (нормальные эрмосоли) — типичные пустынные почвы, обычно карбонатные и солоичаковатые.
32. Luvic Yermosols (лювиковые эрмосоли) — пустынные почвы с выраженным глиноиллювиальным горизонтом.
33. Gypsic Yermosols (гипсовые эрмосоли) — пустынные почвы с выраженным горизонтом аккумуляции гипса.
34. Calcic Yermosols (известковые эрмосоли) — пустынные почвы с выраженным горизонтом аккумуляции извести.
35. Takyric Yermosols (такыровые эрмосоли) — такыры.

XI. Xerosols (ксеросоли) (от греч. «xeros» — сухой) — полупустынные почвы, включая сероземы.

36. Haplic Xerosols (нормальные ксеросоли) — типичные полупустынные почвы, обычно карбонатные и солончаковатые.
37. Luvic Xerosols (лювиковые ксеросоли) — полупустынные почвы с выраженным глино-иллювиальным горизонтом.
38. Gypsic Xerosols (гипсовые ксеросоли) — полупустынные почвы с выраженным горизонтом аккумуляции гипса.
39. Calcic Xerosols (известковые ксеросоли) — полупустынные почвы с выраженным горизонтом аккумуляции извести.

XII. Solonchaks (солончаки) (от русск. «солончак») — засоленные почвы, солончаки.

40. Orthic Solonchaks (типичные солончаки) — типичные солончаки.
41. Mollic Solonchaks (моллевые солончаки) — солоичаки с сильногумусированным верхним горизонтом (луговые).
42. Takyric Solonchaks (такыровые солончаки) — такыровидные почвы.
43. Gleyic Solonchaks (глеевые солончаки) — солончаки с выраженным глеевым горизонтом.

XIII. Solonetzs (солонцы) (от русск. «солонец) — солонцы.

44. Orthic Solonetzs (типичные солонцы) — типичные солонцы.
45. Mollic Solonetzs (моллевые солонцы) — солонцы с сильногумусированным верхним горизонтом (луговые).
46. Gleyic Solonetzs (глеевые солонцы) — солонцы с выраженным глеевым горизонтом.

XIV. Kastanozems (каштаноземы) (от лат. «castaneo» — каштан и русск. «земля») — каштановые почвы.

47. Haplic Kastanozems (нормальные каштаноземы) — типичные каштановые почвы.
48. Calcic Kastanozems (известковые каштаноземы) — каштановые почвы с выраженным горизонтом аккумуляции извести.
49. Luvic Kastanozems (лювиковые каштаноземы) — каштановые почвы с выраженным глино-иллювиальным горизонтом.

XV. Chernozems (черноземы) (от русск. «чериозем») — черноземы.

50. Haplic Chernozems (нормальные черноземы) — типичные черноземы.
51. Calcaric Chernozems (карбонатные черноземы) — карбонатные черноземы.
52. Calcic Chernozems (известковые черноземы) — черноземы с выраженным горизонтом аккумуляции извести.
53. Luvic Chernozems (лювиковые черноземы) — черноземы с выраженным глино-иллювиальным горизонтом.
54. Vertic Chernozems (слитые черноземы) — слитые черноземы.
55. Glossic Chernozems (языковатые черноземы) — языковатые черноземы.
56. Xeric Chernozems (ксеральные черноземы) — относительно сухие черноземы.

XVI. Phaeozems (файоземы) (от гр. «phaios» — темно-серый и русск. «земля») — черноземовидные почвы, брюниземы.

57. Haplic Phaeozems (нормальные файоземы) — типичные черноземовидные почвы.
58. Calcaric Phaeozems (карбонатные файоземы) — карбонатные черноземовидные почвы.
59. Luvic Phaeozems (лювиковые файоземы) — черноземовидные почвы с выраженным глино-иллювиальным горизонтом.
60. Gleyic Phaeozems (глеевые файоземы) — черноземовидные почвы с выраженным глеевым горизонтом.

XVII. Greyzems (греиземы) (от англ. «grey» — серый и русск. «земля») — серые лесостепные почвы.

61. Orthic Greyzems (типичные греиземы) — типичные серые лесостепные почвы.
62. Mollic Greyzems (моллевые греиземы) — серые лесостепные почвы с сильно гумусированным верхним горизонтом.
63. Gleyic Greyzems (глеевые греиземы) — серые лесостепные почвы с выраженным глеевым горизонтом.

XVIII. Cambisols (камбисоли) (от лат. «cambiare» — изменять) почвы, не имеющие ясно выраженного перемещения глинистых частиц или продуктов выветривания по профилю; слабовыветрелые почвы с оглинением на месте.

64. Eutric Cambisols (богатые камбисоли) — нейтральные насыщенные камбисоли.
65. Dystric Cambisols (бедные камбисоли) — слабокислые ненасыщенные камбисоли.
66. Humic Cambisols (гумусовые камбисоли) — сильногумусированные камбисоли.
67. Spodic Cambisols (сподиковые камбисоли) — железо-гумусово-иллювиальные камбисоли.
68. Gleyic Cambisols (глеевые камбисоли) — камбисоли с выраженным глеевым горизонтом.
69. Cryic Cambisols (криогенные камбисоли) — камбисоли с горизонтом многолетней мерзлоты.
70. Calcaric Cambisols (карбонатные камбисоли) — карбонатные камбисоли.
71. Chromic Cambisols (окрашенные камбисоли) — окрашенные (коричневые) камбисоли.
72. Calcic Cambisols (известковые камбисоли) — камбисоли с выраженным горизонтом аккумуляции извести.
73. Vertic Cambisols (слитые камбисолн) — слитые камбисоли.
74. Ferralic Cambisols (ферральные камбисоли) — камбисоли с большим содержанием минералов полуторных окислов.

XIX. Luvisols (лювисоли) (от лат. «luvi» — промывать) — лессивированные почвы с глино-иллювиальным горизонтом B, со средним и высокнм содержанием оснований.

75. Orthic Luvisols (типичные лювисоли) — типичные лессивированные почвы.
76. Chromic Luvisols (окрашенные лювисоли) — желтые и красные лессивированные почвы.
77. Calcic Luvisols (известковые лювисоли) — лессивированные почвы с выраженным горизонтом аккумуляции извести.
78. Ferric Luvisols (железистые лювисоли) — лессивированные почвы со значительной аккумуляцией окислов железа в виде конкреций.
79. Albic Luvisols (белесые лювисоли) — лессивированные почвы с белесым осветленным горизонтом сверху.
80. Vertic Luvisols (слитые лювисоли) — лессивированные слитые почвы.
81. Plinthic Luvisols (плинтитовые лювисоли) — лессивированные почвы с горизонтом плинтита (латерита).
82. Gleyic Luvisols (глеевые лювисоли) — лессивированные почвы с выраженным глеевым горизонтом.

XX. Podzoluvisols (подзолювисоли) (от русск. «подзол» и лат. «luvi» — промывать) — почвы, имеющие глино-иллювиальный горизонт B и одновременно горизонт аккумуляции аморфных веществ, как в подзолах (подзолистые и дерново-подзолистые почвы).

83. Eutric Podzoluvisols (богатые подзолювисоли) — насыщенные дерново-подзолистые почвы, слабокислые.
84. Dystric Podzoluvisols (бедные подзолювисоли) — ненасыщенные подзолистые почвы, кислые.
85. Epigleyic Podzoluvisols (эпиглеевые подзолювисоли) — поверхностно-глеевые подзолистые (глееподзолистые).
86. Gleyic Podzoluvisols (глеевые подзолювисоли) — подзолистые почвы с выраженным глеевым горизонтом.

XXI. Podzols (подзолы) (от русск. «подзол») — подзолы, почва с иллювиальным в отношении гумуса и R_2O_3 горизонтом B, обычно формирующиеся на песках.

87. Leptic Podzols (слаборазвитые подзолы) — скрыто- или слабоподзолистые железо-гумусово-иллювиальные почвы.
88. Orthic Podzols (типичные подзолы) — железо-гумусово-иллювиальные подзолы.
89. Ferric Podzols (железистые подзолы) — железисто-иллювиальные подзолы.
90. Humic Podzols (гумусовые подзолы) — гумусово-иллювиальные подзолы.
91. Placic Podzols (слоеватые подзолы) — подзолы с иллювиальным горизонтом в виде тонких ортзандовых прослоек (псевдофибры).
92. Gleyic Podzols (глеевые подзолы) — подзолы с выраженным глеевым горизонтом в профиле.

XXII. Planosols (планосоли) (от лат. «planus» — ровный) — почвы равнин с резко выраженным утяжелением механического состава вниз по профилю и избыточным поверхностным увлажнением.

93. Eutric Planosols (богатые планосоли) — нейтральные насыщенные почвы.
94. Dystric Planosols (бедные планосоли) — кислые ненасыщенные почвы.
95. Mollic Planosols (моллевые планосоли) — нейтральные насыщенные сильногумусированные почвы.
96. Humic Planosols (гумусовые планосоли) — кислые ненасыщенные сильногумусированные почвы.
97. Solodic Planosols (солодевые планосоли) — солоди.
98. Cryic Planosols (криогенные планосоли) — почвы с горизонтом многолетней мерзлоты в профиле.

XXIII. Acrisols (акрисоли) (от лат. «acris» — очень кислый) — лессивированные почвы с глино-иллювиальным горизонтом B, с низким содержанием оснований, сильнокислые.

99. Orthic Acrisols (типичные акрисоли) — желтые и красные лессивированные кислые почвы.
100. Ferric Acrisols (железистые акрисоли) — желтые и красные лессивированные кислые почвы с аккумуляцией железистых конкреций.
101. Humic Acrisols (гумусовые акрисоли) — желтые и красные лессивированные кислые почвы с сильногумусированным верхним горизонтом.
102. Plinthic Acrisols (плинтитовые акрисоли) — кислые лессивированные почвы с горизонтом плинтита (латерита).
103. Gleyic Acrisols (глеевые акрисоли) — кислые лессивированные почвы с выраженным глеевым горизонтом в профиле.

XXIV. Nitosols (нитосоли) (от лат. «nitidus» — яркий, глянцевитый) — почвы с очень сильно выраженным глино-иллювиальным горизонтом B и сильновыветрелые.

104. Eutric Nitosols (богатые нитосоли) — нейтральные и слабокислые нитосоли со средним и высоким содержанием оснований.
105. Dystric Nitosols (бедные нитосоли) — кислые ненасыщенные нитосоли с низким содержанием оснований.
106. Humic Nitosols (гумусовые нитосоли) — сильногумусированные нитосоли.

XXV. Ferralsols (ферральсоли) (от лат. «ferrum» — железо и «aluminium» — алюминий) — сильновыветрелые почвы, состоящие в основном из каолинита, гидроокислов железа и алюминия, кварца.

107. Orthic Ferralsols (типичные ферральсоли) — желтые и красные ферральсоли с большим содержанием железа.
108. Xanthic Ferralsols (желтые ферральсоли) — светлые ферральсоли с малым содержанием железа.

109. Rhodic Ferralsols (красные ферральсоли) — очень темные красные ферральсоли.
110. Humic Ferralsols (гумусовые ферральсоли) — сильногумусированные сверху ферральсоли.
111. Acric Ferralsols (кислые ферральсоли) — очень сильнокислые ферральсоли.
112. Plinthic Ferralsols (плинтитовые ферральсоли) — ферральсоли с горизонтом плинтита (латерита).

XXVI. Histosols (гистосоли) (от греч. «histos» — ткань) — торфяные почвы.

113. Eutric Histosols (богатые гистосоли) — нейтральные насыщенные торфяные почвы.
114. Dystric Histosols (бедные гистосоли) — кислые ненасыщенные торфяные почвы.

В приведенном списке выделено 26 групп типов почв и 114 типов почв, или основных почвенных единиц. Это значительно больше по сравнению с предыдущими проектами и удовлетворительно охватывает разнообразие почв мира применительно к масштабу почвенной карты мира 1 : 5 000 000.

На почвенной карте мира будут показаны климатические фации почв, а также варианты по породам, механическому составу, каменистости, солончаковатости и солонцеватости. Будут показаны, кроме того, разнообразные сочетания почв, которых предварительно насчитывается более тысячи. Первые листы почвенной карты мира для Южной Америки, построенной с использованием данной номенклатуры почв, были опубликованы в 1971 г. Чтобы показать сходство и отличия в системе и номенклатуре почв, принятых IX Конгрессом, и в схемах, существующих в СССР и США, сопоставим названия основных групп почв, оговорившись, что это лишь предварительная и самая общая корреляция (составленная в основном почвоведами ФАО).

КОРРЕЛЯЦИЯ НОМЕНКЛАТУР ПОЧВ МИРА

Проект ФАО — ЮНЕСКО	*Номенклатура СССР*	*7-е приближение США*
Богатые флювисоли	Аллювиальные насыщенные	Флювенты некислые
Карбонатные флювисоли	Аллювиальные карбонатные	Флювенты карбонатные
Бедные флювисоли	Аллювиальные ненасыщенные	Флювенты кислые
Серные флювисоли	Мангровые, маршевые	Аквенты, серные
Богатые глейсоли	Дерново-глеевые, болотные низинные	Аквенты
Карбонатные глейсоли	Болотные карбонатные	Кальциакволли
Бедные глейсоли	Болотные кислые	Гаплаквепты
Моллевые глейсоли	Луговые насыщенные	Гумаквепты
Гумусовые глейсоли	Луговые ненасыщенные	Гаплакволли
Плинтитовые глейсоли	Латеритно-глеевые	Плинтаквепты
Криогенные глейсоли	Тундровые, тундровые глеевые	Пергеливые криаквепты
Богатые регосоли	Слаборазвитые насыщенные	Ортенты, псамменты (некислые)
Карбонатные регосоли	Слаборазвитые карбонатные	Ортенты, псамменты (карбонатные)
Бедные регосоли	Слаборазвитые ненасыщенные	Ортенты, псамменты (кислые)
Криогенные регосоли	Арктические	?
Литосоли	Примитивно-щебнистые	?
Ферральные ареносоли	?	Окисные кварц-псамменты
Слоистые ареносоли	?	?
Камбиевые ареносоли	?	Альфовые псамменты

Проект ФАО — ЮНЕСКО	*Номенклатура СССР*	*7-е приближение США*
Белесые ареносоли	?	?
Темные рендзины	Серые рендзины, дерново-карбонатные	Рендолли
Окрашенные рендзины	Бурые рендзины, красные рендзиины	Рендолли
Ранкеры	Горно-луговые	Гаплумбрепты
Светлые андосоли	Дерново-грубогумусные	Дистрандепты
Моллевые андосоли	Вулканические насыщенные	Моллевые андепты
Гумусовые андосоли	Вулканические ненасыщенные	Гумандепты
Стекловатые андосоли	Вулканические грубообломочные	Витрандепты
Сподиковые андосоли	Вулканические гумусово- и железисто-иллювиальные	?
Темные вертисоли	Смолницы, черные тропические	Вертисоли
Окрашенные вертисоли	Вертисоли, темные слитые	Вертисоли
Нормальные эрмосоли	Серо-бурые пустыиные	Камбертиды
Лювиковые эрмосоли	Серо-бурые пустынные солонцеватые	Гапларгиды
Гипсовые эрмосоли	Гипсовые (коры?)	Кальциортиды с гипсом
Известковые эрмосоли	Известковые (коры?)	Кальциортиды
Такыровые эрмосоли	Такыры	?
Нормальные ксеросоли	Сероземы	Моллевые камбортиды
Лювиковые эрмосоли	Бурые полупустынные солонцеватые, светло-каштановые солонцеватые	Моллевые гапларгиды
Гипсовые ксеросоли	Бурые полупустыинные гипсоносные	Моллевые кальциортиды с гипсом
Известковые ксеросоли	Бурые полупустынные светло-каштановые	Моллевые кальциортиды
Типичные солончаки	Солончакн	Салортиды
Моллевые солончаки	Солончаки луговые	Салортидиые гаплустелли
Такыровые солончаки	Такыровидные	Салортиды
Глеевые солончаки	Солончаки мокрые	Салортидиые аквенты
Типичные солонцы	Солонцы степные	Натриборальфы, натрудальфы
Моллевые солонцы	Солонцы луговые	Натральболлы, натраргиды
Глеевые солонцы	Солонцы глеевые	Натраквальфы, натракволлы
Нормальные каштаноземы	Темно-каштановые, каштановые	Гаплустолли
Известковые каштаноземы	Темно-каштановые и каштановые карбонатные	Кальциустолли
Лювиковые каштаноземы	Темно-каштановые и каштановые солонцеватые	Аргиустолли
Нормальные черноземы	Типичные черноземы	Гаплаборолли
Карбонатные черноземы	Карбонатные черноземы	Кальциборолли
Известковые черноземы	Обыкновенные черноземы	Вермиборолли
Лювиковые черноземы	Выщелоченные и оподзоленные черноземы	Аргиборолли
Слитые черноземы	Слитые черноземы	?
Языковатые черноземы	Языковатные черноземы	Глоссиборолли
Южные черноземы	Ксеральные черноземы	?

Проект ФАО — ЮНЕСКО	*Номенклатура СССР*	*7-е приближение США*
Нормальные файоземы	Типичные брюниземы	Гаплудолли
Карбонатные файоземы	Карбонатные брюниземы	Вермудолли
Лювиковые файоземы	Солонцеватые брюниземы	Аргиудолли
Глеевые файоземы	Глеевые брюниземы	Аргнакволли
Типичные греземы	Серые и светло-серые лесные	?
Моллевые греземы	Темно-серые лесные	?
Глеевые греземы	Серые лесные глеевые	?
Богатые камбисоли	Типичные буроземы	Эутрохрепты
Бедные камбисоли	Кислые буроземы	Дистрохрепты
Гумусовые камбисоли	Темные буроземы	Гаплумбрепты
Сподиковые камбисоли	Подбуры	?
Глеевые камбисоли	Глеевые буроземы	?
Криогенные камбисоли	Мерзлотно-таежные палевые	?
Карбонатные камбисоли	Остаточно - карбонатные буроземы	Эутрохрепты
Окрашенные камбисоли	Коричневые	?
Известковые камбисоли	Коричневые, карбонатные	Эутрохрепты
Слитые камбисоли	Коричневые слитые	Эутрохрепты
Ферральные камбисоли	?	?
Типичные лювисоли	Подзолисто-буроземные	Гаплудальфы
Окрашенные лювисоли	Желто-бурые?	Гаплоксеральфы
Известковые лювисоли	Остаточно - карбонатные псевдоподзолы	?
Железистые лювисоли	Красно-бурые саванны	Окнсные гаплустальфы
Белесые лювисоли	Псевдоподзолы	Эутроборальфы
Слитые лювисоли	?	—
Плинтитовые лювисоли	—	Плинтоксеральфы
Глеевые лювисоли	Глеевые псевдоподзолы	Охраквальфы
Богатые подзолювисоли	Дерново-подзолистые	Эутроглоссудальфы
Бедные подзолювисоли	Подзолистые	Дистроглоссудальфы
Эпиглеевые подзолювисоли	Глееподзолистые	?
Глеевые подзолювисоли	Подзолисто-глеевые	Глоссаквальфы
Слаборазвитые подзолы	Скрытоподзолистые	?
Типичные подзолы	Гумусово - железисто - иллювиальные подзолистые	Ортоды
Железистые подзолы	Железисто - иллювиальные подзолистые	Ферроды
Гумусовые подзолы	Гумусово - иллювиальные подзолистые	Гумоды
Слоеватые подзолы	Ортзаидовые подзолистые	Плакортоды
Глеевые подзолы	Глеевые подзолы	Акводы
Богатые планосоли	Псевдоглеевые насыщенные	Эутральбаквальфы
Бедные планосоли	Псевдоглеевые ненасыщенные	Дистральбаквальфы
Моллевые планосоли	Псевдоглеевые насыщенные высокогумусные	Аргиальболли некислые
Гумусовые планосоли	Псевдоглеевые ненасыщенные высокогумусные	Аргиальболли кислые
Солодевые планосоли	Солоди	?
Криогенные планосоли	Мерзлотно-таежные палевые осолоделые	?
Типичные акрисоли	Красноземы	Гаплудульты, родудульты

Проект ФАО — ЮНЕСКО	*Номенклатура СССР*	*7-е приближение США*
Железистые акрисоли	?	Феррудульты
Гумусовые акрисоли	Руброземы	Гумульты
Плинтитовые акрисоли	Желтоземно - подзолистые	Плинтудульты
Глеевые акрисоли	Желтоземно-глеевые	Аквульты
Богатые нитосоли	Коричиево-красные латеризованные	Окисные палеудальфы
Бедные нитосоли	?	?
Гумусовые нитосоли	?	Окисные палегумульты
Типичные ферральсоли	Красно-желтые ферраллитные	Гаплортоксы
Желтые ферральсоли	Желтые ферраллитные	Акрортоксы
Красные ферральсоли	Темно-красные ферраллитиые	Эутртоксы
Гумусовые ферральсоли	Темные ферраллитные	Гумоксы
Кислые ферральсоли	?	Акроксы
Плинтитовые ферральсоли	Латеритные	Плинтаквоксы
Богатые гистосоли	Торфяно-болотные низинных и переходных болот	Гистосоли некислые
Бедные гистосоли	Торфяно-болотные верховых болот	Гистосоли кислые

В рекомендуемой международной номенклатуре главных почв мира определения почв строятся на основе собственных почвенных критериев, а не на факторах почвообразования и ландшафтных характеристиках.

Несмотря на некоторую формализацию определений основных почвенных единиц, основанную на системе диагностических почвенных горизонтов и измеряемых критериев, в основу выделения почвенных групп авторы старались положить генетический принцип, объединяя почвы мира в группы по сущности почвообразовательного процесса (важное отличие от географического направления, при котором почвы объединяются лишь по принципу нахождения в одной физико-географической зоне). Генетический принцип выдержан для всех основных единиц. Так, для флювисолей определяющим процессом является режим поемности; для глейсолей — гидроморфный процесс оглеения; для лювисолей — выщелачивание и иллювиирование глинистых частиц без их разрушения на фоне высокого содержания оснований; для акрисолей — иллювиирование глинистых частиц без их разрушения на фоне кислотности и низкого содержания оснований; для подзолов — иллювиирование гумуса и (или) R_2O_3; подзолювисоли характеризует процесс иллювиирования глинистых частиц, а также гумуса и (или) R_2O_3; камбисоли — слабое выветривание породы без выраженного перемещения продуктов по профилю и т. д.

Номенклатура и легенда почвенных единиц для Мировой почвенной карты не являются классификацией почв мира и не основываются на историко-генетических связях почв. Классификация почв мира и ее отражение в легенде этой карты — дело будущего. Сейчас пока решается задача инвентаризации главных почв мира и выработки единых названий для определенных групп почв. Принятый IX Конгрессом вариант номенклатуры почв и легенды к карте отвечает этой задаче. Необходимо работать над их совершенствованием, находить более четкие определения и показатели, которые позволили бы полнее отразить на карте реальную картину почвенного покрова земного шара.

ЛИТЕРАТУРА

Аарнио Б. О выпадении окислов железа и алюминия в песчаных и щебенчатых почвах Финляндии.— Почвоведение, 1915, № 3.

Абатуров Б. Д. Значение роющей деятельности крота Talpa europaea L. в широколиственном еловом лесу. (Автореф. канд. дисс.). Свердловск, 1967.

Авдонин Н. С. Коренные вопросы земледелия в нечерноземной зоне.— В сб. «Вопросы повышения плодородия почв нечерноземной полосы». Изд-во МГУ, 1954.

Авдонин Н. С. Влияние реакции среды на растения.— В кн. «Корневое питание в обмене веществ и продуктивности растений». М., 1961.

Агабабян В. Г., Ахумян М. С. О генезисе соды в засоленных почвах Араратской долины.— Почвоведение, 1966, № 9.

Айдинян Р. Х. Влияние фосфатов на емкость поглощения катионов основными почвенными типами СССР.— Химизация соц. земледелия, 1935, № 4.

Айдинян Р. Х. Обмен веществ и образование минеральных коллоидов в первых стадиях почвообразования на массивно-кристаллических породах.— ДАН, 1949, т. XVII, № 4.

Айдинян Р. Х. Зольный обмен между древесной растительностью и черноземными почвами Каменной Степи.— Почвоведение, 1953, № 9.

Айдинян Р. Х. Состав золы лугово-степной растительности Каменной степи и его влияние на образование почвенных минеральных коллоидов.— Почвоведение, 1954, № 3.

Алекин О. А. Общая гидрохимия. Л., Гидрометеоиздат, 1948.

Александров В. Г., Зак Г. А. Бактерии, разрушающие алюмосиликаты (силикатные бактерии).— Микробиология, 1950, т. 19, вып. 2.

Александрова И. В. Процессы гумусообразования в некоторых горных примитивных почвах.— Почвоведение, 1951, № 10.

Александрова Л. Н. Гумус как система полимерных соединений. — Труды Юбил. сессии, посвящ. столетию со дня рождения В. В. Докучаева. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.

Александрова Л. Н. О природе и свойствах продуктов взаимодействия гуминовых кислот и гуматов с полуторакисями.—Почвоведение, 1954а, № 1.

Александрова Л. Н. Процессы взаимодействия гуминовых веществ с минеральной частью почвы — Почвоведение, 1954б, № 9.

Александрова Л. Н. О природе перегноя.— Зап. Ленингр. с.-х. ин-та, 1955, вып. 9.

Александрова Л. Н. Современные представления о природе гумусовых веществ и их органо-минеральные производные.— В сб. «Проблемы почвоведения». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Александрова Л. Н., Надь М. О природе органо-минеральных коллоидов и методах их изучения.— Почвоведение, 1958, № 10.

Алефиренко П. К. Русская общественная мысль первой половины XVIII столетия о сельском хозяйстве.— Материалы по истории земледелия СССР. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Алешин С. Н. Новые методы исследования состава почвенного поглощающего комплекса.— Докл. ТСХА, 1956, вып. 23.

Алиев С. А. Условия накопления и природа органического вещества почв. Баку, Изд-во АН АзССР, 1966.

Алиев С. А. Калориметрические методы определения энергетических показателей гумусовых соединений почв.—Изв. АН АзССР, серия биол. наук, 1968а, № 3.

Алиев С. А. Запасы энергии, связанной в гумусе и биомассе микроорганизмов в почвах Азербайджана.— В сб. «Химия, генезис и картография почв». М., «Наука», 1968б.

Алпатьев А. М. Влагообороты в природе и их преобразования. Л., Гидрометеоиздат, 1969.

Андреев Б. В. Повышение плодородия солонцов и солонцеватых почв. Саратов, Кн. изд., 1961.

Антипов-Каратаев И. Н., Келлерман В. В., Хан Д. В. О почвенном агрегате и методах его исследования. М., Изд-во АН СССР, 1948.

Аристовская Т. В., Дарган А. Ю., Паринкина О. М. Изучение микробных пейзажей почвы как средство познания почвенных процессов.— Микробиология, 1967, т. 36, вып. 2.

Аскинази Д. Л. Фосфатный режим и известкование почв с кислой реакцией. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949.

Ассинг И. А. Начальные стадии выветривания и почвообразования на массивно-кристаллических породах.— Пробл. сов. почвоведения, сб. 15. М.— Л., 1949.

Ассиг И. А. Органическое вещество начальных стадий почвообразования.— Изв. Ак. наук КазССР, 1950, № 86, серия почв., вып. 6.

Астапов С. В. Мелиоративное почвоведение (практикум). М., Сельхозгиз, 1958.

Атлас теплового баланса земного шара. Под ред. М. И. Будыко. М., «Наука», 1963.

Афанасьева Е. А. Происхождение, состав и свойства мощных черноземов Стрелецкой степи.— Труды Почвен. ин-та им. В. В. Докучаева, 1947, т. XXV.

Афанасьева Е. А. Образование и режим мощных черноземов.—В кн. «Черноземы ЦЧО и их плодородие». М., «Наука», 1964.

Афанасьева Е. А. Черноземы Средне-Русской возвышенности. М., «Наука», 1966.

Базилевич Н. И., Дроздов А. В., Родин Л. Е. Продуктивность растительного покрова земли, общие закономерности размещения и связь с факторами климата.— Журн. общ. биологии, 1968, т. XXIX, № 3.

Базилевич Н. И., Родин Л. Е. Типы биологического круговорота зольных элементов и азота в основных природных зонах северного полушария.— В кн. «Генезис, классификация и картография почв. Докл. к VIII Междун. конгр. почвоведов». М., «Наука», 1964.

Базилевич Н. И., Родин Л. Е. Запасы органического вещества в подземной сфере растительных сообществ суши Земли.— В кн. «Методы изучения продуктивности корневых систем и ризосферы». «Наука», 1968.

Балуев В. К. Дождевые черви основных почвенных разностей Ивановской области.— Почвоведение, 1950, № 4.

Бараков П. Ф. Опыт изучения естественнонаучных основ полеводства в лесостепной области Европейской России. Преимущественно по наблюдениям и исследованиям Богодуховской сельскохозяйственной станции, ч. 1. СПб., 1898.

Беккер З. Э., Лисина Е. С., Волкова В. Т. Влияние некоторых микроэлементов на почвенные микоценозы Дальнего Востока и связь их с эндемией болезни Кашин-Бека. Доклад на 2-м Европ. конгрессе микологов. Прага, 1960.

Белицина Г. Д. Микроэлементы в почвах Дагестана. (Автореф. канд. дисс.). МГУ, 1965.

Белов Н. В., Лебедев В. И. Источники энергии геохимических процессов.— Природа, 1957, № 5.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Гос. н.-техн. изд-во лит-ры по геол. и охране недр, 1954.

Белякова Т. М. Геохимия фтора в ландшафтах Кокчетавской возвышенности в связи с эндемическим флюорозом. (Автореф. канд. дисс.). М., 1969.

Берг Л. С. Почвы и водные осадочные породы.— Избр. труды, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Бердышев А. П. Андрей Тимофеевич Болотов — первый русский ученый агроном. М., Сельхозгиз, 1949.

Благовидов Н. Л. Сущность окультуривания подзолистых почв.— Почвоведение, 1964, № 2.

Бобрицкая М. А. Поглощение литофильной растительностью минеральных элементов из массивно-кристаллических пород.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, т. XXXIV.

Бобров Е. Т. Бокситоносные отложения Енисейского кряжа и Сибирской платформы. Гл. 7. М., «Наука», 1968.

Богомолов Г. В., Плотникова Г. Н., Титова Е. А. Кремнезем в термальных и холодных водах. М., «Наука», 1967.

Бокий Г. Б. Введение в кристаллохимию. Изд-во МГУ, 1954.

Бокий Г. Б. Кристаллохимия. Изд-во МГУ, 1960.

Большаков А. Ф. Водный режим мощных черноземов Средне-Русской возвышенности. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Большаков А. Ф., Ковда В. А. Водно-солевой режим почв центральной части Каспийской равнины.— Конф. по почвовед. и физиол. культурных растений, т. 1. Саратов, 1937.

Бондаренко Г. П. Микроэлементы *d*-семейства в системе почва — растение на примере торфянисто-перегнойно-глеевых почв поймы р. Москвы. (Автореф. канд. дисс.). М., 1962.

Бондарчук В. Г. О лёссе южной части Русской равнины.— Советская геология, 1939, № 8.

Бондарчук В. Г. О физико-географических условиях образования лёсса и гумусовых горизонтов юга СССР.— Труды Ин-та географии АН СССР, 1946, вып. 37.

Боч Г. Н. Биография академика К. К. Гедройца.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1934, № IX.

Брукс К. Климаты прошлого. М., ИЛ, 1952.

Брэдли В. Ф. Дискуссионные аспекты кристаллохимии слоистых силикатов.— Пробл. петрологии и генетич. минералогии, т. 2. М., «Наука», 1970.

Будыко М. И. Климатические факторы внешнего физико-географического процесса.— Труды ГГО, 1950, вып. 19.

Будыко М. И. Об определении испарения с поверхности суши (обзор литературы).— Метеорология и гидрология, 1955а, № 1.

Будыко М. И. Климатические условия увлажнения на материках.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1955б, № 2 и 4.

Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1956.

Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— Материалы к III съезду Геогр. об-ва СССР. Докл. по проблеме «Водно-тепловой режим земной поверхности». Л., 1959.

Будыко М. И., Герасимов И. П. Тепловой и водный баланс земной поверхности, общая теория физической географии и проблема преобразования природы.— Материалы к III съезду Геогр. об-ва СССР. Докл. по проблеме «Водно-тепловой режим земной поверхности». Л., 1959.

Булавин Б. П. О приазовских лёссовидных отложениях.— Почвоведение, 1966, № 1.

Булах А. Г. Методы термодинамики в минералогии. Л., «Недра», 1968.

Бушинский В. П. Коренная переделка почв — основа создания их эффективного плодородия.— В сб. «Памяти академика В. Р. Вильямса». М., Изд-во АН СССР, 1942.

Бушинский Г. И. Апатит, фосфорит, вивианит. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерности размещения бокситовых месторождений.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Буяновский Г. А. Опыт расчета энергетической обеспеченности биологического содообразования.— В сб. «Химия, генезис и картография почв». М., «Наука», 1968а.

Буяновский Г. А. Об энергетической обеспеченности биологического восстановления сульфатов в почве.— Изв. АН СССР, серия биол., 1968б, № 3.

Быкова Л. Н. J в лесных почвах Воронежского гос. заповедника.— Труды ВГЗ, 1961, вып. XIII.

Быховский Б. Е., Банников Л. Г. Международная биологическая программа.— Природа, 1967, № 5.

Вадюнина А. Ф., Корчагина З. А. Методы исследования физических свойств почв и грунтов. М., «Высшая школа», 1961.

Ваксман С. А. Гумус, происхождение, химический состав и значение его в природе. М., Сельхозгиз, 1937.

Варенцов И. М., Формозова А. Н. Осадочные руды железа и марганца.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 70.

Васильев А. М., Лебедева В. Г., Ревут И. Б. Плотность почвы, физические условия и ее плодородие.— В сб. «Изменение почв при окультуривании, их классификация и диагностика». М., «Колос», 1965.

Васильев И. С. Водный режим подзолистых почв.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, т. XXXII.

Васильев П. В. Земля лесная. М., «Наука», 1967.

Васильевская В. Д. Микроэлементы Co, Ni, Cu и Zn в почвах, растениях и природных водах верхнего Приамурья. (Автореф. канд. дисс.). Изд-во МГУ, 1959.

Васильевская В. Д., Гришина Л. А. Об аккумуляции элементов семейства железа в пойменных почвах.— Научн. докл. высш. школы. Биол. науки, 1966, № 5.

Вегенер А. Возникновение материков и океанов. М.— Л., 1925.

Веклич М. Ф. Лёссовые породы восточной части правобережной возвышенности.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1957, вып. 1.

Великанов Л. Л. Адсорбция почвами и глинистыми минералами микроорганизмов и их метаболитов. Изд-во МГУ, 1969.

Величко А. А., Дервиц А. Л., Добкина Э. И., Морозова Т. Д., Чичагова О. А. Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лёссах Русской равнины.— ДАН СССР, 1964, т. 155, № 3.

Величко А. А., Морозова Т. Д. Строение лёссовой толщи Русской равнины.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1969, № 4.

Веригина К. В., Журавлева Е. Г. Микроэлементы в почвах и породах области.— В кн. «Микроэлементы в почвах Ярославской обл. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Вернадский В. И. Биосфера. Л., Научно-техн. изд-во, 1926.

Вернадский В. И. Труды биогеохимической лаборатории АН СССР, вып. 3 М.— Л., 1933.

Вернадский В. И. Проблемы биогеохимии, ч. I. Значение биогеохимии для изучения

биосферы. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1934.
Вернадский В. И. Биогеохимические очерки. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940.
Вернадский В. И. Химическое строение биосферы земли и ее окружения. М., «Наука», 1965.
Вершинин П. В. Почвенная структура и условия ее формирования. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Вигнер Г. Избранные работы. Физико-химические исследования почв. М., Сельхозгиз, 1941.
Виленский Д. Г. Опыт применения географического метода к решению вопроса о происхождении солонцов.— Изв. Сарат. обл. с.-х. опыт станц., 1921, т. VIII, вып. 1.
Виленский Д. Г. Аналогичные ряды в почвообразовании. Тифлис, 1924.
Виленский Д. Г. Русская почвенно-картографическая школа. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1945.
Виленский Д. Г. Почвоведение. М., Учпедгиз, 1954.
Вильямс В. Р. Лекции по почвоведению, читанные в Московском сельскохозяйственном институте в 1895—96 г. М., 1897.
Вильямс В. Р. Значение органических веществ почвы. Речь, произнесенная в годичном собрании сельскохозяйственного ин-та 26-го сент. 1902. Из отчета Моск. с.-х. ин-та за 1902 г. М., 1902.
Вильямс В. Р. Почвоведение. Вып. 1, 1914; вып. II, 1916; вып. III, 1919. М.
Вильямс В. Р. Почвоведение. Земледелие с основами земледелия. М., Сельхозгиз, 1949а.
Вильямс В. Р. Собрание сочинений, т. III. М., Сельхозгиз, 1949б.
Винберг Г. Г. Энергетическнй принцип изучения продуктивности и трофических связей в экосистемах.— В сб. «Вопросы экологии», т. IV. Киев, 1962а.
Винберг Г. Г. Энергетический принцип изучения трофических связей и продуктивности экологических систем.— Зоол. журн., 1962б, т. 41, № 11.
Ван Вийк В. Р. Физический метод.— В кн. «Физика среды обитания растений». Л., Гидрометеоиздат, 1968.
Виноградов А. П. Геохимизм живого вещества. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
Виноградов А. П. Биогеохимические провинции и эндемия.— ДАН СССР, 1938, т. 18, № 4—5.
Виноградов А. П. Геохимическая история кислорода и фотосинтез.— Изв. АН СССР, серия биол., 1947, № 3.
Виноградов А. П. Биогеохимические провинции.— Труды Юбил. сессии, посвящ. столетию со дня рождения В. В. Докучаева. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Виноградов А. П. Микроэлементы и задачи науки.— Агрохимия, 1965, № 8.
Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967.
Виноградов А. П., Бойченко Е. А. Разрушение каолина диатомовыми водорослями.— ДАН СССР, 1942, т. 37, № 4.
Виноградов А. П., Дервиц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Новые датировки позднечетвертичных отложений по радиоуглероду.— Геохимия, сообщ. 6, 1969, № 10.
Виноградов А. П., Тейс Р. В. Изотопный состав кислорода разного происхождения.— ДАН СССР, 1941, т. 33, № 9.
Виноградов А. П., Тейс Р. В. Новое определение изотопного состава кислорода фотосинтеза.— ДАН СССР, 1947, т. 56, № 1.
Виноградский С. Н. О роли микробов в общем круговороте жизни. СПб., 1897.
Владыченский С. А. Почвенно-мелиоративная характеристика Волго-Ахтубинской поймы и Волжской дельты. (Автореф. докт. дисс.). МГУ, 1955.
Водный режим богарных почв Таджикистана.— Труды Ин-та почвоведения АН ТаджССР, 1960, т. IX.
Водный режим почв полупустыни (по материалам Джаныбекского стационара). М., Изд-во АН СССР, 1963.
Возбуцкая А. Е. Химия почвы. М., «Высшая школа», 1968.
Волобуев В. Р. Почвы и климат. Баку, Изд-во АН АзССР, 1953.
Волобуев В. Р. Климатические условия и почвы.— Почвоведение, 1956а, № 4.
Волобуев В. Р. Об основах классификации почв.— Почвоведение, 1956б, № 8.
Волобуев В. Р. Исследование почвенно-гидрологических соотношений.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1958а, № 6.
Волобуев В. Р. Некоторые вопросы энергетики почвообразования.— Почвоведение, 1958б, № 7.
Волобуев В. Р. Энергетика почвообразования.— Изв. АН СССР, 1959а, серия биол., № 1.
Волобуев В. Р. Использование энергетических показателей в изучении динамики почвообразования.— ДАН АзССР, 1959б, № 2.
Волобуев В. Р. Вопросы энергетики почвообразования.— Докл. сов. почв. к VII Междун. конгр. в США. М., Изд-во АН СССР, 1960а.
Волобуев В. Р. Суммарные затраты энергии на почвообразование в связи с гидротермическими условиями.— В кн. «Тепловой и водный режим земной поверхности». Л., Гидрометеоиздат, 1960б.
Волобуев В. Р. Компонентная вода географической оболочки.— Почвоведение 1961, № 11.
Волобуев В. Р. Экология почв (очерки) Баку, Изд-во АН АзССР, 1963.

Волобуев В. Р. Об основах генетической классификации почв.— Почвоведение, 1964а, № 12.

Волобуев В. Р. О закономерностях энергетики почвообразования.— В сб. «Генезис, классификация и картография почв СССР». Докл. к VIII Междун. конгр. почвоведов. М., «Наука», 1964б.

Волобуев В. Р. Опыт расчета энергии кристаллической решетки почвенных минералов.— Почвоведение, 1968, № 4.

Волобуев В. Р. Биогеоэнергетика и ее задачи.— Вестник АН СССР, 1969, № 4.

Воронов П. С. К методике палео- и мемогеографического воссоздания морфометрии материков и покровных оледенений.— Изв. ВГО, 1964, т. 96, № 5.

Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа земли. Л., «Наука», 1968.

Воронов Ф. И. Просадки в лёссах Средней Азии. Ташкент, 1938.

Вульф Е. В. Историческая география растений. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1944.

Вульфсон В. И. Вернадский — основатель новой науки «Химия моря».— В сб. «Океанология», т 4, вып. 2. М., 1964.

Высоцкий Г. Н. Гидрологические и геобиологические наблюдения в Великом Анадоле. — Почвоведение, 1899, № 1.

Высоцкий Г. Н. «Глей».— Почвоведение, 1905, № 4.

Высоцкий Г. Н. Исследование лесов степной полосы.— Труды по лесн. опытн. делу в России. Отчет по леси. опытн. делу за 1910 г. СПб., 1911.

Ганссен Р. География почв. М., ИЛ, 1962.

Гапон Е. Н. Адсорбция ионов и молекул коллоидной фракцией почвы и строение почвенных коллоидов.— В кн. «Почвенный поглощающий комплекс и вопросы земледелия». I. М., 1937.

Гапон Е. Н. Электрохимический метод определения поверхности адсорбента и коллоидов.— Коллоидный журн., 1947, т. IX, № 1.

Гарднер Г. М., Роулинс Л. Водно-физические свойства орошаемых почв аридной зоны.— «Международное руководство по орошению и дренажу засоленных почв», гл. IV. М., Изд-во ВИНИТИ, 1966.

Гаркуша И. Ф. Окультуривание почв как современный этап почвообразования. Горки, Белорус. с.-х. акад., 1956.

Гедройц К. К. Коллоидальная химия в вопросах почвоведения. ч. I. СПб., 1912.

Гедройц К. К. Почвенный поглощающий комплекс и почвенные поглощенные катионы как основа генетической почвенной классификации.— В кн. Наркомзем. Носовская с.-х. опытн. станция», вып. 30, 1925.

Гедройц К. К. Осолодение почв. Носовская с.-х. опытн. стаиция, № 44. Носовка, 1926.

Гедройц К. К. Учение о поглотительной способности почв. М., «Новая деревня», 1-е изд., 1929; Сельхозгиз, 3-е изд. 1932а.

Гедройц К. К. Почвенный поглощающий комплекс, растение, удобрение и мелиорация.— Химизация соц. земледелия, 1932б, № 1.

Гедройц К. К. Почвенный поглощающий комплекс, растение и удобрение. М., Сельхозгиз, 1935.

Гельцер Ф. Ю. Влияние способов полива на питательный режим почвы и урожай хлопчатника.— Труды СоюзНИХИ, вып. 43. Ташкент, 1931.

Гельцер Ф. Ю. Роль органического вещества в структурообразовании почв.— Химизация соц. земледелия, 1937, т. 8, № 53.

Гельцер Ф. Ю. Значение микроорганизмов в образовании перегноя и прочности структуры почвы. М., Сельхозгиз, 1940.

Гельцер Ю. Г. Протозойная фауна пойменных и дерново-подзолистых почв и ее связь с ризосферой некоторых сельскохозяйственных растений. (Канд. дисс.). МГУ, 1964.

Гельцер Ю. Г. О методах изучения протозойной фауны ризосферы растений. В кн.— «Методы изучения продуктивности корневых систем и ризосферы». Международный симпозиум СССР. Л., «Наука», 1968.

Геммерлинг В. В. О метаморфозе почвенных образований. Дневник XII съезда русск. естествоиспыт. и врачей. М., 1910.

Геммерлинг В. В. Опыт характеристики гуминовых веществ почв на основании их коллоидно-химических свойств.— Ученые зап. МГУ, 1952, вып. 141.

Геохимия ландшафта. Отв. редакторы: М. А. Глазовская, В. В. Добровольский, В. М. Фридланд. М., «Наука», 1967.

Геохимия осадочных пород и руд.— Материалы VII Всес. литолог. коиф. 1965 г. М., «Наука», 1968.

Герасимов И. П. Новая американская классификация почв.— Почвоведение, 1962а, № 6.

Герасимов И. П. Международный семинар по почвенной карте Европы (17—18 — июля 1962 г. в г. Москве).— Изв. АН СССР, серия геогр., 1962б, № 5.

Герасимов И. П. Современный докучаевский подход к классификации почв и его применение на почвенных картах СССР и мира.— Почвоведение, 1964, № 6.

Герасимов И. П. Почвенная карта мира и научные вопросы, связанные с нею.— Почвоведение, 1966, № 4.

Герасимов И. П. Новое в подходах и методах определеиия абсолютиого возраста почв.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1968, № 1.

Герасимов И. П., Глазовская М. А. Основы почвоведения и география почв. М. Географгиз, 1960.

Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1939.

Гильгард Е. В. Природа, ценность и использование солонцов (перевод П. С. Коссовича).— Журн. опыт. агрономии, 1904, кн. VI.

Гиляров М. С. Соотношение размеров и численности почвенных животных.— ДАН СССР, 1944, т. XIII, № 6.

Гинзбург И. И. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 81, серия Уральск. комплексн. эксп.

Гинзбург И. И., Беляцкий В. В., Матвеева А. А. и др. Разложение минералов органическими кислотами.— В кн. «Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами». М., «Наука», 1968.

Глазовская М. А. Влияние микроорганизмов на процессы выветривания первичных минералов.— Изв. АН КазССР, 1950а, № 86, серия почвовед., вып. 6.

Глазовская М. А. Выветривание горных пород в нивальном поясе Центрального Тянь-Шаня.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950б, т. XXXIV.

Глазовская М. А. Выветривание и первичное почвообразование в Антарктиде.— Научн. докл. Высш. школы. Геол., геогр. науки, 1958, № 1.

Глазовская М. А. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале. М., 1961.

Глазовская М. А. О геохимических принципах классификации природных ландшафтов.—В кн «Геохимия степей и пустынь. Поиски полезных ископаемых». М,. Географгиз, 1962.

Глазовская М. А. Северо-Скандинавская почвенно-географическая и ландшафтно-геохимическая провинция.— В кн. «Почвенно-географические и ландшафтно-геохимические исследования для целей сельского хозяйства и поисков полезных ископаемых». Изд-во МГУ, 1964.

Глазовская М. А. Общие закономерности географии почв земного шара.— Вестник МГУ, геор., 1966а, № 4.

Глазовская М. А. Принципы классификации почв мира.— Почвоведение, 1966б, № 8.

Глазовская М. А. Ландшафтно-геохимическое районирование сушн земли — Вестник МГУ, 1967, № 5.

Глазовская М. А., Макунина А. А., Павленко И. А., Божко М. Г., Гаврилова И. П. Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале. Изд-во МГУ, 1961.

Глинка К. Д. Планы организации почвенно-ботанических экспедиций для исследования новых колонизационных пространств Азиатской России на 1909 г. СПб., 1908.

Глинка К. Д. Почвообразованче, характеристика почвенных типов и география почв. 1-е изд. СПб., 1912; 2-е изд. 1924.

Глинка К. Д. Почвоведение. 4-е изд. М Л., Сельхозгиз, 1931.

Гольдшмидт В. М. Принципы распреде. ния химических элементов в минерал и горных породах.— Сб. статей по г химии редких элементов. М.—, ГОНТИ НКТП, 1938.

Горбунов Н. И. Почвенные коллоиды. М Изд-во АН СССР, 1957.

Горбунов Н. И. Высокодисперсные мин ралы и методы их изучения. М., Изд-в АН СССР, 1963.

Горбунов Н. И. Почвенные коллоиды и и значение для плодородия. М., «Наука» 1967.

Горбунов Н. И. Минералогия и ее связь почвоведением и агрохимией. — Почвове дение, 1970, № 2.

Горбунов Н. И., Дзядевич Г. С. Зависи мость физико-химических свойств минералов от их дисперсности.— Труды VI совещ. по эксперимент. и технич. минерал. и петрогр. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Горбунова З. Н. Свойства почв поймы р. Клязьмы и минералогический состав их илистой фракции.— Почвоведение, 1961, № 1.

Градусов Б. П. Влияние лесных подстилок на химические свойства почв в подзоне южной тайги.— Почвоведение, 1958, № 8.

Грандо Л. Новая минерально-гумусовая теория питания растений и основанный на ней новый метод оценки плодородия почвы.— Журн. «Сельское хоз-во и лесоводство» (ноябрь, декабрь), 1872.

Греков Б. Д. Крестьяне на Руси с древнейших времен до XVII века. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1946.

Греков Б. Д. Материалы по истории земледелия СССР. Сб. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Гречин И. П. Роль свободного кислорода в почвенных процессах.— В кн. «Физика, химия, биология и минералогия почв СССР. Докл. к VIII Междун. конгр. почвоведов». М., «Наука», 1964.

Григоров О. Н. Руководство к практическим работам по коллоидной химии. М.— Л., «Химия», 1964.

Григоров О. Н. и др. Электрокинетические свойства капиллярных систем. М., 1956.

Григорьев А. А. Проблема взаимообмена веществ и энергии в литосфере, гидросфере и атмосфере и ее значение в общей истории физической географии.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1952, № 4.

Григорьев А. А. Географическая зональность и некоторые ее закономерности.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1954, № 5 и 6.

Григорьев А. А. О взаимосвязи и взаимообусловленности компонентов географической среды и о роли в них обмена ве-

ществ и энергии.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1956, № 4.
Григорьев А. А. Роль теплообмена и влагообмена в строении и развитии географической оболочки и их значение для продуктивности сельскохозяйственных культур.— В сб. «Тепловой и водный режим земной поверхности». Л., Гидрометеоиздат, 1960.
Григорьев Г. И., Фридлянд В. М. О классификации почв по степени окультуренности.— Почвоведение, 1964, № 5.
Григорьев С. М. Роль воды в образовании и развитии земной коры.— Тезисы докл. на Методол. семинаре геол. фак-та МГУ. М., 1967.
Гринченко А. М., Чесняк О. А., Чесняк Г. Я. Влияние сельскохозяйственной культуры на изменение физико-химических свойств мощного чернозема.— Труды Харьковского с.-х. ин-та, 1966а, т. 49.
Гринченко А. М., Чесняк Г. Я., Чесняк О. А. Особенности культурного почвообразовательного процесса черноземов УССР. Научные основы рационального использования почв черноземной зоны СССР и пути повышения их плодородия. Кишинев, 1968.
Гричук В. П. Основные результаты микропалеоботанического изучения четвертичных отложений русской равнины.— Материалы по четвертичному периоду, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1952.
Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Схема подразделений антропогена.— Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР, 1969, № 36.
Дальман Р. С. Корневая продукция и углеродный обмен в системе корни — почва в экосистеме высокозлаковых прерий.— В кн. «Методы изучения продуктивности корневых систем и ризосферы». Л., «Наука», 1968.
Дарвин Ч. Образование растительного слоя деятельностью дождевых червей и наблюдение над образом жизни последних.— Соч., т. 2. М.— Л., Биомедгиз, 1936.
Димо Н. А. Деятельность животных в почвах Алазанской долины.—Почвоведение, 1941, № 6.
Димо В. Н., Роде А. А. Тепловой и водный режим почв СССР. К XX Междун. конгр. почвоведов. М., «Наука», 1968.
Добровольский В. В. Вещественный состав и морфология коры выветривания (курс лекций). Изд-во МГУ, 1964.
Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода. М., «Недра», 1966.
Добровольский В. В. География почв. М., «Просвещение», 1968.
Добровольский Г. В. Один из крупнейших представителей русского генетического почвоведения — А. Н. Сабанин.— Почвоведение, 1952, № 12.
Добровольский Г. В. Ломоносов и почвоведение.— Почвоведение, 1961, № 10.
Добровольский Г. В. Почвы речных пойм центра Русской равнины. Изд-во МГУ, 1968.
Добровольский Г. В., Афанасьева Т. В., Василенко В. И., Ремезова Г. Л. О генезисе и географии почв Томского Приобья.— Почвоведение, 1969, № 10.
Добровольский Г. В., Зырин Н. Г. Некоторые особенности географии и режима пойменных почв.— Вестник МГУ, серия биол. почв., геол., геогр., 1957, № 3.
Добровольский Г. В., Лобутев А. П. Почвы Клязьминской поймы и их сельскохозяйственное использование.— Научн. докл. высш. школы. Биол. науки, 1959, № 4.
Добровольский Г. В., Лобутев А. П. Почвы поймы Клязьмы.— В сб. «Пойменные почвы Русской равнины». Изд-во МГУ, 1962.
Добровольский Г. В., Мякина Н. Б. Кафедра географии почв Биолого-почвенного факультета Московского университета.— Вестник МГУ, 1967, № 5.
Добровольский Г. В., Якушевская И. В. О некоторых закономерностях распределения микроэлементов в почвах речных долин.— Вестник МГУ, 1960, № 5.
Добровольский Г. В., Якушевская И. В. Содержание некоторых микроэлементов в пойменных почвах лесной зоны.— В сб. «Микроэлементы в сельском хозяйстве». Изд-во МГУ, 1961.
Докучаев В. В. Схематическая почвенная карта черноземной полосы Европейской России. СПб., Вольн. эконом. об-во, 1882.
Докучаев В. В. Русский чернозем. Отчет Вольн. эконом. об-ву. СПб., 1883.
Докучаев В. В. Отчет Нижегородскому губернскому земству. Вып. 1. Главные моменты в истории оценок земель Европейской России с классификацией русских почв. Вып. 1. СПб., 1886.
Докучаев В. В. К вопросу о переоценке земель Европейской и Азиатской России. М., 1898.
Докучаев В. В. Место и рост современного почвоведения в науке и жизни. СПб., 1899.
Докучаев В. В. Почвенные зоны Северного полушария (схема). Составлена к Всемирной выставке в Париже. СПб., 1900.
Докучаев В. В. Русский чернозем. М.— Л., ОГИЗ — Сельхозгиз, 1936.
Докучаев В. В. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1949.
Долгов С. И. О формах и состоянии почвенной влаги.— Почвоведение, 1946, № 7.
Долгов С. И. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступность для растений. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Долицкий А. В., Кийко И. А. О причинах деформации земной коры.— В сб. «Проблемы планетарной геологии». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Дорохова Н. А. Влияние грибов ризосферы на образование прочных агрегатов почв.— Сб. памяти акад. В. Р. Вильямса. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1942.

Дояренко А. Г. Избранные работы и статьи, т. 1. М., Моск. земельн. отдел, 1926.

Драгунов С. С. Сравнительное исследование почвенных и торфяных гуминовых кислот.— Почвоведение, 1948, № 7.

Драницын Д. А. Вторичные подзолы.— Изв. Докуч. почв. ком-та, ч. II, 2. СПб., 1914.

Дроздов О. А. Круговорот влаги и его роль в природных процессах.— Материалы к III съезду Геогр. об-ва СССР. Л., 1959.

Думанский А. В. Учение о коллоидах. М.—Л., Госхимиздат, 1948.

Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. (Перевод с англ.) Л.—М., ОНТИ НКТП СССР, 1936.

Дювиньо П., Танг М. Биосфера и место в ней человека (экологические системы и биосфера). М., «Прогресс», 1968.

Евдокимова Т. И. Развитие почвообразовательного процесса на метаморфических породах в Карелии.— Почвоведение, 1957, № 9.

Егоров В. В. История формирования, природные особенности и перспективы хозяйственного освоения дельты р. Куры.— Пробл. физ. географии, 1951, т. XVII.

Егоров В. В. Засоленные почвы и их освоение. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Егоров В. В. Общие закономерности формирования приморско-дельтовых равнин.—Изв. АН СССР, серия геогр., 1955, № 4.

Жузе А. П. Кремнистые осадки в современных и древних озерах.— В сб. «Геохимия кремнезема». М., «Наука», 1966.

Жуковский П. М. Ботаника. М., «Сов. наука», 1949.

Зайдельман Ф. Р. Минеральные гидроморфные почвы лесной зоны.— Почвоведение, 1965, № 12.

Зайдельман Ф. Р. Особенности режима и мелиорации заболоченных почв. М., «Колос», 1969.

Замарин Е. А., Решеткин М. М. Просадки и водопроницаемость лёсса—Труды Ср.-Аз. ин-та ирригации, вып. 5. Ташкент, 1932.

Заморий П. К. Лёссы юго-западной части Русской равнины.— Труды Ин-та геол. наук УССР, 1957, вып. 1.

Заморий П. К., Ромоданова А. П. Геоморфологія межиріччя Дніпро-Південний Буг в межах Причорноморської западини.— Геологічний журн., 1950, т. X, вып. 3.

Засорина Е. Ф. Стронциевые биогеохимические провинции Таджикистана. (Автореф. канд. дисс.). Душанбе, 1966.

Засосов С. П. Борьба с потерями на фильтрацию методом искусственного солоцевания. М., ВАСХНИЛ, 1939.

Захаров С. А. Курс почвоведения. М., Госиздат, 1927.

Звягинцев Д. Г. Адсорбция почвами микроорганизмов и ее влияние на их жизнедеятельность (Автореф. докт. дисс.). М., 1969.

Зимовец Б. А. Ортоэлювиальные новообразования аморфного кремнезема в бурых лесных почвах Приамурья.— Почвоведение, 1963, № 2.

Зимовец Б. А. Почвенно-геохимические процессы муссонно-мерзлотных ландшафтов. М., «Наука», 1967.

Злочевская Р. И. Изучение свойств двойного электрического слоя глинистых грунтов.— Вестник МГУ, геология, 1965, № 3.

Злочевская Р. И. Связанная вода в глинистых грунтах. Изд-во МГУ, 1969.

Золотаревская Э. Ю. Рефераты докладов на совещании по электронной микроскопии. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Зонн С. В. К вопросу о взаимодействии лесной растительности с почвой.— Почвоведение, 1954, № 4.

Зонн С. В. Главные типы почвообразования в горных тропических областях юго-восточной Азии.— В сб. «Генезис и география почв зарубежн. стран по исслед. советск. геогр. Докл. к VIII Междун. конгр. почвоведов». М., «Наука», 1964а.

Зонн С. В. Почва как компонент лесного биогеоценоза.— В кн. «Основы лесной биогеоценологии». М., «Наука», 1964б.

Зонн С. В., Алешина А. К. О динамике и направлении воздействия дубовых лесов на почвы.— Труды Ин-та леса АН СССР, 1951, т. 7.

Зонн С. В., Мина В. Н. Лесорастительные свойства почв и взаимодействие лесных насаждений с почвами при степном лесоразведении.— В кн. «Научные вопросы полезащитного лесоразведения. Вып. 1. Взаимоотношения лесных насаждений со средой». М., 1951.

Зонн С. В., Розанов Б. Г., Соколов И. А., Таргульян В. О. Совещание по номенклатуре почв мира.— Почвоведение, 1970, № 6.

Зухуров Н. Химические, физические свойства и окислительно-восстановительный потенциал гидроморфных почв сероземного пояса. (Автореф. канд. дисс.). Ташкент, 1964.

Зырин Н. Г. Распределение и варьирование содержания микроэлементов в почвах Русской равнины.— Почвоведение, 1968а, № 7.

Зырин Н. Г. Узловые вопросы учения о микроэлементах в почвоведении. Док-

лад на соиск. ученой степ. доктора биол. наук. Изд-во МГУ, 1968б.
Зырин Н. Г., Орлов Д. С. Физико-химические методы исследования почв. Изд-во МГУ, 1964.
Зырин Н. Г., Стоилов Г. П. Еще о возможности использования методов проростков для определения подвижности микроэлементов в почвах. — Агрохимия, 1965, № 6.
Иванов Б. Г. Испарение в естественных условиях. Л.—М., Гидрометеоиздат, 1939.
Иванов Б. Г. Зоны увлажнения земного шара. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1941, № 3.
Иванов Н. Н., Охотин В. В. Дорожное почвоведение и механика грунтов. Л., Гострансиздат, 1934.
Иванов С. Н. Физико-химический режим фосфатов торфов и дерново-подзолистых почв. Минск, Сельхозгиз БССР, 1962.
Иванова Е. Н. Систематика почв северной части Европейской территории СССР. — Почвоведение, 1956, № 1.
Иванова Е. Н. Опыт общей классификации почв. — Почвоведенне, 1956, № 6.
Иванова Е. Н., Летунов П. А., Розов Н. Н., Фридланд В. М., Шувалов С. А. Новая схема почвенно-географического районирования СССР. — Докл. к VII Междун. конгр. почвоведов в США. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Иванова Е. Н., Полынцева О. А. К вопросу о генезисе подзолов с гумусовым нлювнальным горизонтом на продуктах выветривания нефелиновых сиалитов Хибинского массива. Сб. № 1. М., Изд-во АН СССР, 1936.
Иванова Е. Н., Розов Н. Н. Классификация почв СССР.—Почвоведение, 1967, № 2.
Ивлев В. С. Энергетические основы проблемы биологической продуктивности. — В сб. «Вопросы экологии», т. 4. Киев, 1962.
Игнатенко И. В., Кириллова В. П., Понятовская В. М. Динамика фитомассы мелкозлаково-разнотравного сообщества. — В кн. «Методы изучення продуктивности корневых систем и ризосферы». Л., Изд-во АН СССР, 1963.
Иенни Ганс. Факторы почвообразования. М., ИЛ, 1948.
Илялетдинов А. Н. Биологическая мобилизация минеральных соединений. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1966.
Имади Т. Х. Йод в некоторых почвах Русской равнины и Крыма. (Автореф. канд. дисс.). МГУ, 1966.
Иозефович Л. И. О возрасте и эволюции гидрогенных почв в связи с их использованием (на примере обследования почвенных разностей Кубанской дельты). М., Сельколхозгиз, 1931.
Искендеров И. Ш. Теплота превращения минералов илистой фракции почв.— Докл. АН АзербССР, 1968, № 11.
Искендеров И. Ш. Влияние термических процессов, пронсходящих в почве, на ее физико-химические свойства и их сельскохозяйственное значение. Баку, 1969а.
Искендеров И. Ш. Глинистые минералы почв Кура-Араксинской низменности и некоторые вопросы их энергетики. —Тезисы докл. VII Всес. совещ. по исслед. и использ. глин. Баку, 1969б.
Искандеров И. Ш. Минералогический состав и физико-химические свойства почв Кура-Араксинской низменности. (Автореф. докт. дисс.). Баку, 1969в.
Ищереков В. Получение почвенного раствора в неизменном состоянии.— Журн. опытной агрономии, 1907, т. 8, кн. 2.
Каган Ц. А., Гельфер Е. А. Характеристика гумусовых веществ некоторых водоемов Полесья.—Труды комплексной эксп. по изуч. водоемов Полесья. Минск, 1956.
Казицын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса веществ и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968.
Калесник С. В. Основы общего землеведения. М., Учпедгиз, 1955.
Канель Э. С. Окислительно-восстановительный потенциал бактериальных культур. — Микробиология, 1941, т. X, вып. 5.
Канивец И. И. Роль культурной растительности в повышении доступности подвижных элементов питания в почве. Содержание подвижных азота, фосфора и калия в ризосфере многолетних злаковых и бобовых трав и других культурных растений. — Науч. зап. Молдавск. фил. АН СССР, т. 3. Кишинев, 1950.
Канивец И. И., Корнеева Н. П. О значении биохимических структурообразователей. — Почвоведение, 1937, № 10.
Капустинский А. Ф. К теории кристалла. 2. Энергия кристалла и термохимические применения. — Журн. физ.-химии, 1934, т. V, вып. 1.
Капустинский А. Ф. Равновесие физико-химических сил в кристаллической решетке. — Труды Всес. НИИ мин. сырья, 1936, вып. 109.
Капустинский А. Ф. Универсальное уравнение решетки ионных кристаллов. — Журн. общ. химии, 1943, т. XII, вып. 7—8.
Капустинский А. Ф. Электроотрицательность и энергия кристаллической решетки. — ДАН СССР, 1949, № 3, т. 67.
Карапетьянц М. Х. Химическая термодинамика. М.—Л., Госхимиздат, 1953.
Каризуми Н. Определение биомассы корней в лесах путем отбора почвенных блоков. — В кн. «Методы изучения продуктивности корневых систем и ризосферы». Международный симпозиум СССР. Л., «Наука», 1968.

Карпинский Н. П. Почвенно-агрономическое обследование 25 млн. *га* в целях химизации.—Химизация соц. земледелия, 1933, № 3.

Карпов И. К., Кашин С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрологии. М., «Наука», 1968.

Катон М. П. Земледелие. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Катченков С. Я. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. М., Гостоптехиздат, 1959.

Кауричев И. С. Особенности генезиса почв временного избыточного увлажнения. (Автореф. докт. дисс.). М., ТСХА, 1965.

Кауричев И. С., Кулаков Е. В., Ноздрунова Е. М. К вопросу об образовании и миграции железоорганических соединений в почвах. — Почвоведение, 1958, № 12.

Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М. Характеристика окислительно-восстановительных условий в почвах под различными типами насаждений. — Изв. ТСХА, 1958, вып. 5.

Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М. Роль компонентов водорастворимого органического вещества в образовании комплексных железоорганнческих соединений.—Докл. ТСХА, 1960, вып. 52.

Кауричев И. С., Ноздрунова Е. М., Рытикова М. Н. Качественный состав перегноя дерново-подзолистых почв временного избыточного увлажнения. — Изв. ТСХА, 1960, № 5 (36).

Качинский Н. А. Агрономия и почвоведение в Московском университете за 200 лет (1755—1955). Изд-во МГУ, 1957а.

Качинский Н. А. Развитие почвоведения в Московском университете за 40 лет Советской власти. — Вестник МГУ, 1957б, № 3.

Качинский Н. А. Физика почвы. М., «Высшая школа», 1965.

Качинский Н. А. Структура почвы. Изд-во МГУ, 1966.

Кедров-Зихман О. К. Состав поглощенных катионов подзолистых почв и культурные растения. — В сб. «Почвенный поглощающий комплекс и вопросы земледелия». М., 1937.

Кизилова А. А. Почвенные растворы солончаков Мугано-Сальянской степи и мелиорированных почв Северной Мугани. — Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1955, т. 47.

Кин Б. А. Физические свойства почвы. Л.— М., Гостехиздат, 1933.

Кинд Н. В., Горшков С. П., Чернышова М. Б. О расчленении и абсолютной геохронологии голоценовых отложений севера Енисейского кряжа. — Бюлл. Комис. по изуч четверт. периода АН СССР, 1969, № 36.

Кирсанов А. Т., Саникидзе А. О., Бакрадзе Т. Г. Хлороз виноградной лозы в зависимости от свойств почвы и удобрений. — Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1937, т. 14.

Ковальский В. В. Геохимическая экология и ее биологическое значение. — В сб. «Микроэлементы в сельском хозяйстве» и медицине». Киев, Гос. изд-во с.-х. лит. Укр. ССР, 1963.

Ковальский В. В., Андрианова Г. А. Микроэлементы в почвах СССР. М., «Наука», 1970.

Ковда В. А. Принципы классификации почв. — Труды Сов. секции Междун. ассоц. почвоведов, т. II, комиссия № 1. М.—Л., Сельхозгиз, 1933.

Ковда В. А. III Международный конгресс почвоведов. — Вестник АН СССР, 1935, № 10.

Ковда В. А., Солончаки и солонцы. М.—Л., Изд-во СССР, 1937.

Ковда В. А. О мелиорации солонцов Каспийской низменности методом плантажа. — Пробл. сов. почвоведения, 1938, сб. 6.

Ковда В. А. Биологические циклы движения и накопления солей. — Почвоведение, 1944, № 4—5.

Ковда В. А. О факторах почвообразования — Почвоведение, 1946а, № 3.

Ковда В. А. Процессы почвообразования в дельтах и поймах рек континентальных областей СССР. — Пробл. сов. почвоведения, 1946б, сб. 14.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Т. I—II. М., Изд-во АН СССР, 1946в, 1947.

Ковда В. А. Почвы Прикаспийской низменности. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Ковда В. А. Геохимия пустынь СССР. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Ковда В. А. Минеральный состав растений и почвообразование. — Почвоведение, 1956, № 1.

Ковда В. А. Очерки природы и почв Китая. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Ковда В. А. Общность и различия в истории почвенного покрова континентов (к составлению почвенной карты мира). — Почвоведение, 1965, № 1.

Ковда В. А. Почвенная карта мира.—Изв. АН СССР, серия биол., 1966а, № 2.

Ковда В. А. Проблема биологической и хозяйственной продуктивности суши. — Сельскохоз. биология, 1966б, т. 1, № 2.

Ковда В. А. и Ковда В. А. с соавт. Международное руководство по орошению и дренажу засоленных почв. Гл. II, VI, VII, XII, XIII. М., «Наука», 1966в.

Ковда В. А. Почвоведение и продуктивность биосферы. — Вестник АН СССР, 1970, № 6.

Ковда В. А., Волобуев В. Р., Глазовская М. А., Лобова Е. В., Розанов Б. Г., Розов Н. Н., Руднева Е. Н., Фридланд В. М.

Опыт построения легенды к почвенной карте мира масштаба 1 : 5 000 000. Доклад на Моск. заседании Консульт. комта ФАО ЮНЕСКО по почвенной карте мира в августе 1966 г. Изд-во МГУ, 1966.

Ковда В. А., Егоров В. В. Некоторые закономерности почвообразования в прнморских дельтах. — Почвоведение, 1953, № 9.

Ковда В. А., Зимовец Б. А., Амчиславская Л. Г. О гидрогенной аккумуляции кремнезема и полуторных окислов в почвах Приамурья. — Почвоведение, 1958, № 5.

Ковда В. А., Кузнецова Т. В. Народный опыт и некоторые теоретические основы мелиорации такыров. — В сб. «Такыры Западной Туркмении и пути их сельскохозяйственного освоения». М., Изд-во АН СССР, 1956.

Ковда Б. А., Лобова Е. В. Почвенная карта Азии. М., Изд-во АН СССР, 1964.

Ковда В. А., Лобова Е. В., Розанов Б. Г. Проблема классификации почв мира.— Почвоведение, 1967, № 4.

Ковда В. А., Родэ О. Д. Вторичный кварц в продуктах выветривания в пустынях Египта. — Почвоведение, 1967, № 10.

Ковда В. А., Розанов Б. Г., Самойлова Е. М. Почвенная карта мира. — Природа, 1968, № 12.

Ковда В. А., Самойлова Е. М. О возможностн нового понимания истории почв Русской равнины. — Почвоведение, 1966, № 9.

Ковда В. А., Самойлова Е. М. О возможности определення возраста гидроморфных почв по содержанию $CaCO_3$.—ДАН СССР, отд. геол., 1968, т. 182, № 5.

Ковда В. А., Славин П. С. Почвенно-геохимические показатели нефтеносностн недр. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Ковда В. А., Якушевская И. В. Опыт оценки биомассы суши. — Изв. АН СССР, серия биол., 1967, № 3.

Ковда В. А., Якушевская И. В. Биомасса и продуктивность некоторых ландшафтов суши. — В сб. «Биосфера и ее ресурсы». М., «Наука», 1971.

Ковда В. А., Якушевская И. В., Тюрюканов А. Н. Микроэлементы в почвах Советского Союза. Изд-во МГУ, 1959.

Козловский Ф. И. О формах анаэробных процессов в торфяниках Центральной Барабы. — Почвоведение, 1959, № 3.

Койнов В., Кубакчиев И., Атанасов И. По вопросу перераспределения выветривающихся продуктов и образующихся на них почвах в граннтном и андезитном бассейнах. — Почвознание и агрохимия, год. IV, № 4. София, 1969 (на болг. яз.).

Колосков П. И. Природные условия внутрипочвенной конденсации атмосферных паров. — В кн. «Проблемы физической географии». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.

Колосков П. И. О внутрипочвенной конденсации и сорбции атмосферных паров. — Метеорология и гидрология, 1938, № 1.

Комаров В. Л. Происхождение растений. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1943.

Комарова Н. А. Вытеснение почвенных растворов методом замещення жидкостями и использование методов в почвенных нсследованиях. — Труды Почв. нн-та им. Докучаева, 1956, т. 56.

Комов И. И. О земледелии. М., 1789.

Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Л., Гндрометеоиздат, 1954.

Кононова М. М. О биохимизме процесса образования гуминовых кислот. — Микробнология, 1949, т. 18, вып. 2.

Кононова М. М. Проблема почвенного гумуса и современные задачи его изучения. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Кононова М. М. Органическое вещество почвы. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Кононова М. М. Процессы превращения органического вещества и их связь с плодородием почвы. — Почвоведение, 1968, № 8.

Кононова М. М., Александрова И. В. Участне целлюлозных микробактерий в процессе гумнфикацин растительных остатков. — Мнкробиология, 1949, т. 18, вып. 1.

Кононова М. М., Александрова И. В. Применение метода распределительной хроматографии на бумаге при изучении форм азота гумусовых веществ. —Почвоведение, 1956, № 5.

Кононова М. М., Александрова И. В. Биохимия процесса гумусообразования и некоторые вопросы питания растений. — Изв. АН СССР, серия биол., 1958, № 1.

Кораблева Л. И., Прохорова З. А. Действие удобренй на пойменных почвах. — Земледелие, 1953, № 5.

Коржинский Д. С. Преувелнчение роли солнечной энергии в энергетике земиой коры. — Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.

Коржинский С. И. Предварительный отчет о почвенных и геоботанических исследованиях.—Труды Об-ва естествоиспыт. при Казанском ун-те, 1887, т. XVI, вып. 6.

Корнблюм Э. А. Минералогический состав тонкодисперсных фракций и генезис почв Волго-Ахтубинской поймы. (Автореф. канд. дисс.). М., 1966.

Корнев В. Г. Всасывающая сила почвы и принципы системы автоматического орошения. М., 1925.

Коссовнч П. С. Основы учения о почве, ч. II, вып. 1, СПб., 1911.

Костычев П. А. О растворимых в воде продуктах разложения органических веществ. — Материалы по изуч. русских почв, вып. 17. СПб., 1906.

Костычев П. А. Образование и свойства перегноя. — Труды СПб. об-ва естествоиспыт., т. 20. Отд. ботан., 1889. *То же* — История агрикультуры, вып. 3. Изд-во АН СССР, 1940.

Кравков С. П. Матерналы к изучению процессов разложения растительных остатков в почве СПб., 1908.

Кравков С. П. Исследования в области изучения роли мертвого растительного покрова в почвообразовании. СПб., 1911.

Красильников Н. А. Распространение и активность азотфиксаторов. — Агробиология, 1947, № 5.

Красильников Н. А. Микробиологическне факторы обрастания камней углекислым кальцием. — Микробиология, 1949, т. XVIII, вып. 2.

Красильников Н. А. Микрофлора высокогорных скальных пород и азотфнксирующая ее деятельность.—Успехи совр. бнол., 1956, т. XI, вып. 2.

Красильников Н. А. Микроорганизмы почвы и высшие растения. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Краузе М. Обработка почвы как фактор урожайности. М.—Л., Сельколхозгиз, 1931.

Крашенинников И. М. Цикл развития растительности долин степных зои Евразии. — Изв. Геогр. ин-та, 1922, вып. 3.

Криштофович А. Н. Курс палеоботаники. 2-е изд. Л., Горгеонефтеиздат, 1934.

Криштофович А. Н. Эволюция растительного покрова в геологическом прошлом и ее основные факторы. — Материалы по истории флоры и растительности СССР, т. II. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.

Криштофович А. Н. Эволюция растений по данным палеоботаники. — Проблемы ботаники, т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.

Крупенников И. А. Северорусская народная классификация сельскохозяйственных угодий и почв XVI—XVIII столетий. — Почвоведение, 1953, № 1.

Крупенников И. А. Черноземы Молдавии. Кишинев, 1967.

Крылов М. М. Основы мелиоративной гидрогеологии Узбекистана. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1959.

Крюков П. А. Электрохимические методы исследования почв. — В кн. «Современные методы исследования физ.-хнм. свойств почв», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1947.

Крюков П. А., Авсеевич Г. П. О гидролизе и окислительно-восстановительном потенциале системы ферри-ферро. — Труды Ленингр. отд. ВИУА, 1933, вып. 17.

Кудашов С. Т. Водный режим сероземов необеспеченной и полуобеспеченной богары Южного Таджикистана — Труды Ин-та почвоведения АН Тадж. ССР, 1960, т. IX.

Кудзин Ю. К., Сухобрус С. В. Влияние 50-летиего внесения навоза и минеральных удобрений на свойства черноземной почвы и продуктивность культур севооборота. — Агрохимия, 1966, № 6.

Кузнецов Е. А. История минералогин и петрографни в Московском университете. — Ученые зап. МГУ, юбилейн. серия, вып. LVI, геология, почвоведенне, грунтоведение, 1940.

Кунин В. Н. Местные воды пустынн и вопросы их использования. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Кураев В. Н. Окислительно-восстановнтельные условия и плодородие оглеенных дерново-подзолистых почв. (Автореф. канд. дисс.). Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 1968.

Кухаренко Т. А. Некоторые оптические свойства гуминовых кислот ископаемых углей. — Докл. АН СССР, 1953, т. XXXIX.

Кухаренко Т. А. Современное состоянне наших знаний о структуре и свойствах гуминовых кислот ископаемых углей.— Труды Ин-та горюч. ископ. АН СССР, 1955, т. 5.

Лаврентьев Н. А. Изменение содержания и состава гумуса и азота в черноземных почвах Европейской части СССР при их сельскохозяйственном использовании. — Агрохимия, 1966, № 5.

Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 87.

Лагунова Е. П. Роль растительности в изменении солонцовых почв юго-восточной Ширвани. — Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1957, т. 47.

Лазаренко А. А. Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1964, вып. 120.

Латимер В. М. Окнслительное состояние элементов и их потенцналы в водных растворах. М., ИЛ, 1954.

Лебедев А. Ф. Передвнжение воды в почвах и грунтах.— Изв. Донского с.-х. нн-та, т. III. Новочеркасск, 1919.

Лебедев А. Ф. Определение максимальной влагоемкости почв посредством центрифугирования и характеристика механических свойств почв посредством максимальной молекулярной влагоемкости. — Почвоведенне, 1927, № 4.

Лебедев А. Ф. Почвеиные и грунтовые воды. М.—Л., Изд-во АН СССР, 4-е изд., 1936.

Лебедев В. И. О возможности поглощения солнечной энергии кристаллическим веществом земли. — Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.

Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во ЛГУ, 1957.

Леванидов Л. Я., Давыдов С. Т. Mn как микроэлемент в связи с биохимией и свойствами таннидов. Челябинск, 1961.
Левин Б. Ю. Физическая теория метеоров и метеорнтное вещество в солнечной системе. М., Изд-во АН СССР, 1956.
Левин Ф. И. Процесс почвообразования под лишайниками на известняках и диоритах. — Вестник МГУ, 1949а, № 10.
Левин Ф. И. Роль лишайников в выветривании известняков и диоритов.—Вестник МГУ, 1949б, № 9.
Левин Ф. И. Влияние механической обработки, полевых культур и удобрений на свойства дерново-подзолистых почв. (Докт. дисс.). МГУ, 1965.
Левин Ф. И. Продуктивность почв культурных ландшафтов Европейской части СССР. — В сб. «Почвы и продуктивность растительных сообществ», вып. 1. Изд-во МГУ, 1971.
Левин Ф. И., Субботина Е. Н. Влияние больших доз минеральных удобрений на кислотность почвенного раствора и подвижность элементов дерново-сильноподзолистой слабо окультуренной почвы. — Науч. докл. высшей школы, 1963, № 3.
Левин Ф. И., Субботина Е. Н. К вопросу о миграции элементов в дерново-сильноподзолистых почвах. — В сб. «Повышение плодородия почв нечерноземной полосы», вып. 3. Изд-во МГУ, 1967.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография, ч. I. Л., Н.-техн. изд-во, 1925.
Либеров П. Д. К истории земледелия у скифских племен Подиепровья эпохи раннего железа VI—II вв. до н. э.—Материалы по истории земледелия СССР. М., Изд-во АН СССР, 1952.
Либих Ю. Химия в приложении к земледелию и физиологии растений. М., 1840.
Ливеровский Ю. А. Почвы Кольского полуострова (Мурманская область). — В кн. «Почвы СССР», т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
Ливеровский Ю. А. Вопросы классификации почв при крупномасштабных почвенных исследованиях. — Сб. научн. трудов Эстонской с.-х. академии, № 24. Тарту, 1962.
Ливеровский Ю. А. Проблема номенклатуры почв. — Почвоведение, 1970, № 10.
Липатов С. М. Физико-химия коллоидов. М.—Л., Госхимиздат, 1948.
Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. — В кн. «Геохимия кремнезема». М., «Наука», 1966.
Лисицына Н. А. К вопросу о генезисе гиббсита в слабоизмененных породах коры выветривания. — Докл. АН СССР, геол., 1966, т. 168, № 6.
Лисицына Н. А., Глаголева М. А. К геохимии коры выветривания основных пород Батумского побережья Кавказа. — В кн. «Геология и геохимия кор выветривания». М., «Наука», 1968.
Личков Б. Л. Движение материков и климата прошлого Земли. II-е изд. Л., Изд-во АН СССР, 1935.
Лобова Е. В., Розанов Б. Г. Совещание в Москве по мировой почвенной карте. — Почвоведение, 1967, № 3.
Ломоносов М. В. Слово о явлениях воздушных. СПб., 1753.
Ломоносов М. Первые основания металлургии или рудных дел. О перегное (Прибавление второе — о слоях земных). СПб., 1763. Сб. «История агрикультуры». Изд-во АН СССР, 1940.
Лопатин Г. В. О распределении среднего многолетнего стока взвешенных наносов рек на территории Европейской части СССР. — Труды НИУГМС, серия IV, вып. 1. Л., 1941.
Лопатин Г. В. Зоны мутности рек СССР.— В кн. «Вопросы географии», сб. 26. М., Географгиз, 1951.
Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. М., Географгиз, 1952.
Лукашев К. И. Основы литологии и геохимии коры выветривания. Минск, Изд-во АН БССР, 1958а.
Лукашев К. И. Геохимический аспект образования главнейших генетических типов месторождений в коре выветривания.— Ученые зап. Белорусск. гос. ун-та, 1958б., вып. 43, серия геол.
Лукашев К. И. Геохимическое поведение элементов в гипергенном цикле миграции. Минск, «Наука и техника», 1964.
Лукашев К. И. Геохимическое изучение четвертичных отложений и ландшафтов. — Изв. АН БССР, серия хим. наук, № 2. Минск, 1968.
Лукашев К. И. и *др.* Формы миграции и концентраци железа в лёссовых породах Белоруссии. — Докл. АН БССР, 1961, т. 5, № 5.
Лукашев К. И., Лукашев В. К. Геохимические поиски элементов в зоне гипергенеза. В 2-х книгах. Минск, «Наука и техника», 1967.
Лукашев К. И., Лукашев В. К. Геохимическое изучение голоцена Белоруссии. — В сб. «Голоцен». М., «Наука», 1969.
Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодические изменения климата и великие оледенения земли. (Некоторые проблемы ист. палеогеограф. и абсолютной геохронологии).— Сов. геология, 1957, сб. 59.
Лунгерсгаузен Г. Ф. О периодичности геологических явлений и изменений климатов прошлых геологических эпох. — В сб. «Проблемы планетарной геологии». М., Геолтехиздат, 1963.
Лупинович И. С., Дубиковский Г. П. О зависимости между запасом подвижных форм микроэлементов в почве и выносом их растениями.—Вестник Белорусск. гос. ун-та, серия II, 1969, № 1.

Лучицкий В. И., Кузнецов Е. А. Петрографические провинции СССР. ОНТИ НКТП СССР, 1936.
Лыков А. В. Теория сушки. М.—Л., Госэнергоиздат, 1950.
Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Свердловск—М., Гидрометеоиздат, 1945.
Любимова И. Н. Методы определения и формы соединений в почве Mo , V, Cr. (Автореф. канд. дисс.). М., 1970.
Люндегорд Г. Влияние климата и почвы на жизнь растений. М., Сельхозгиз, 1937.
Мавлянов Г. А. Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1958.
Магницкий В. А. Основы физики земли. М., Геодезиздат, 1953.
Маданов П. В., Войкин Л. М., Тюрменко А. И., Маданов В. П. Вопросы палеопочвоведения и эволюции почв Русской равнины в голоцене. Изд-во Казанск. гос. ун-та, 1967.
Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах. М., «Наука», 1966.
Максимович Г. А. Химическая география вод суши. М., Географгиз, 1953.
Малюга Д. П. О почвах и растениях как поисковом признаке на металлы. —Природа, 1947, № 6.
Малюга Д. П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1963.
Марков К. К. Основные проблемы геоморфологии. М., Географгиз, 1948.
Марков К. К. Типы страторайонов.—Природа, 1965, № 12.
Марков К. К., Величко А. А., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Плейстоцен. М., «Высшая школа», 1968.
Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период (ледниковый период—антропогеновый период). т. 1. Территория СССР. Изд-во МГУ, 1965.
Мартонн. Физическая география. М., ИЛ, 1950.
Материалы Всесоюзного совещания по разработке методики крупномасштабного картирования почв на содержание подвижных форм микроэлементов. М., 1968.
Маттсон С. Э. Почвенные коллоиды. М., Сельхозгиз, 1958.
Мацкевич В. Б. Наблюдения над режимом углекислоты в почвенном воздухе мощных черноземов.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, т. 31.
Мельников П. Ф. Состав и свойства глинистой части некоторых почв и грунтов. — Ученые зап. МГУ, вып. 133. Грунтоведение, кн. I. М., 1949.
Мешков Н. В. Содержание общего углерода в корневых выделениях растений при выращивании их в условиях стерильных культур на бессменном и смением питательном растворе.—Изв. АН СССР, серия биол., 1961, № 3.
Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965.
Милло Жорж. Геология глин (выветривание, седиментация, геохимия). (Перевод с франц.). Л., «Недра», 1968.
Минашина Н. Г., Молодцов В. А. Оазисное почвообразование и перспективы интенсификации орошаемого земледелия. М., «Наука», 1965.
Миркин С. Л. Мелиоративные условия развития орошения в нижней дельте Аму-Дарьи. — Труды Арало-Каспийской компл. эксп., вып. 8. М., 1957.
Мирчинк Г. Ф. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода.—Труды II Междун. конф. АИЧПЕ, 1933, вып. II.
Мишустин Е. Н. Микробиологическая характеристика почв в связи с их окультуренностью. — В кн. «Микробиология», т. VII, вып. 9—10. М., 1938.
Мишустин Е. Н. Эколого-географическая изменчивость почвенных бактерий. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
Мишустин Е. Н. Микроорганизмы и плодородие почв. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Мовсесян Е. М. Методика изучения гумуса и результаты ее применения к почвам Араратской долины. Ереван, 1959.
Морозова Т. Д. Строение древних почв и закономерности их географического распространения в различные эпохи почвообразования верхнего плейстоцена. — Почвоведение, 1963, № 12.
Мосолов В. П. Агротехника. Курск, «Курская правда», 1949.
Назир Ахмад. Борьба с заболачиванием и засолением почв с помощью насосных скважин. — В кн. «Междунар. руководство по орошению и дренажу засоленных почв». Гл. XI, кн. 5. М., Изд-во ВИНИТИ, 1966.
Нейштадт М. И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Нейштадт М. И. О методах изучения голоценовых отложений и применяемой терминологии. — В сб. «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена». М., «Наука», 1965.
Нейштадт М. И. Введение в сб. «Голоцен». М., «Наука», 1969.
Неуныпов Б. А. Окислительно-восстановительные процессы в почвах рисовых полей и методы управления ими с целью повышения урожайности.— Сб. научных трудов с.-х. опытно-исслед. учреждений Приморского края, вып. 1. Владивосток. 1948.
Неуструев С. С. Почвы и циклы эрозии.— Географ. вестник, 1922, т. 1, вып. 2—3.

Неуструев С. С. О почвенных исследованиях в Соединенных Штатах Северной Америкн.—Географ. вестник, 1923, т. II, вып. 1—2.

Неуструев С. С. Опыт классификации почвообразовательных процесов в связи с генезисом.— Изв. Геогр. ин-та Ленингр. ун-та, 1926, вып. 6.

Неуструев С. С. Элементы географии почв. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1949.

Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.

Николаев Н. И. Неотектоника. Изд-во МГУ, 1962.

Никольский Б. П., Парамонова В. И. Об эквивалентности обмена оснований в почвах.— Химизация соц. земледелия, 1940, № 4.

Ничипорович А. А. Световое и углеродное питание растений (фотосинтез). М., Изд-во АН СССР, 1955.

Ничипорович А. А. Фотосинтез.— Природа, 1967, № 6.

Новиков Г. А. Условня существования животных в лесу.—В кн. «Животный мир СССР, т. IV. Лесная зона». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1953.

Новогрудскчй Д. М. Почвенная мнкробиология. Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1956.

Новороссова Л. Е., Ремезов Н. П., Сушкина Н. Н. Разрушение алюмосиликатов почвенными бактериями.— Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 4.

Обухов А. И. Спектральное определение и почвенно-геохимическое поведение микроэлементов в тропнческих и субтропических условиях. (Автореф. канд. дисс.). МГУ, 1968.

Олефир Е. П. Использование тензиометров для определения потребности сельскохозяйственных культур в поливе.— Экспресс-информация, № 1. ЦБНТИ. 1970.

Олсен Дж. С. Распределение корней и перемещение в них радиоцезия в мезофнльном лесу в Теннесси.— В кн. «Методы изучення продуктивности корневых систем и ризосферы». Междун. симпозиум СССР. Л., «Наука», 1968.

Орлов А. Я. Формированне и продолжжительность жизни сосущих корней сосны.— В кн. «Методы изучения продуктивности корневых систем и ризосферы». Междун. симпозиум СССР. Л., «Наука», 1968.

Орлов Д. С. Элементный состав и степень окисленности гумусовых кислот.—Научные докл. высшей школы. Биол. наукн, 1970, № 1.

Орлов Д. С., Горшкова Е. И. Размеры и форма частиц гуминовых кислот из чернозема и дерново-подзолистой почвы.— Научные докл. высшей школы. Биол. науки, 1965, № 1.

Орлов Д. С., Гришина Л. А., Ерошичева Н. Л. Практикум по биохимии гумуса. Изд-во МГУ, 1969.

Орлов Д. С., Ерошичева Н. Л. К вопросу о взаимодействии гуминовой кислоты с катионами некоторых металлов.— Вестник МГУ, серия биол., почвовед., 1967, № 1.

Орловский Н. В. О наложенин почвенных процессов в связи с некоторыми вопросами систематнки и номенклатуры почв Снбири.— Почвоведение, 1967, № 7.

Охотин В. В. Гранулометрнческая классификацня грунтов на основе их физических и механических свойств. Огиз, Ленгостранснздат, 1933.

Панков А. М. Опыт исследования почвенного комплекса.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1930, вып. 3—4.

Парфенова Е. И. Вторичный кварц в подзолистом горизонте.—Докл. АН СССР, 1947, т. VIII, № 8.

Парфенова Е. И. Исследование примитивных горно-луговых почв на диорнтах хребта Мачишо (Северный Кавказ).— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, т. XXXIV.

Парфенова Е. И. Исследования минералов подзолнстых почв в связи с их генезисом. — В сб. «Кора выветривания», вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. Синтез аллофаноидов в лабораториых условиях при нормальных температуре и давлеии.— Почвоведение, 1957, № 4.

Пассек Т. С. Трипольское поселение Коломнйщина.— В сб. «Трипільска культура», т. I. Київ, 1940.

Паттон А. Энергетика и кинетика биохимнческнх процессов. М., «Мир», 1968.

Перельман А. И. Очерки геохимни ландшафта. М., Географгиз, 1955.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетнческнх процессов (зона гипергенеза). М., «Высшая школа», 1961.

Перельман А. И. Геохнмия ландшафта. М., Географгиз, 1961, 1966.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1965. Изд. 3-е, 1968.

Петров М. П. Подвижные пески пустынь Союза ССР и борьба с ними. М., Географгиз, 1950.

Петров В. П. Основы учення о древних корах выветривания. М., «Недра», 1967.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М., «Наука», 1966.

Пичугин А. В. Водно-минеральное питание торфяных месторождений.— В кн. «Химня и генезис твердых горючих ископаемых». М., 1953.

Плюснин И. И. Почвы северо-западной части Волго-Ахтубинской поймы.— Уче-

ные зап. Саратовск. гос. ун-та, геол.-почв. серия, 1938а, вып. 2, т. I (XIV).
Плюснин И. И. Почвы Волго-Ахтубинской поймы. Сталинград, Обл. кн. изд-во, 1938б.
Побединцева И. Г. Содержание микроэлементов в гранулометрических фракциях степных почв, развитых на коре выветривания гранитов.—В сб. «Микроэлементы в ландшафтах Советского Союза». Изд-во МГУ, 1969.
Полынов Б. Б. Аллювиальные почвы и их место в классификации.—Почвоведение, 1909, № 1.
Полынов Б. Б. Кора выветривания и почва.— Природа, 1917.
Полынов Б. Б. Генетический анализ морфологии почвенного профиля.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1930, вып. 3—4.
Полынов Б. Б. Основы построения генетической классификации почв.— Труды Сов. секц. Междун. ассоц. почвов., т. II, комиссия V, № 1. Сельхозгиз, 1933.
Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Изд-во АН СССР, 1934.
Полынов Б. Б. Первые стадии почвообразования на массивно-кристаллических породах.— Почвоведение, 1945, № 7.
Полынов Б. Б. Основные идеи учения о генезисе элювиальных почв в современном освещении.— Юбил. сб., посвящ. 30-летию Великой Октябрьской социалистической революции, 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
Полынов Б. Б. К вопросу о роли элементов биосферы в эволюции организмов.— Почвоведение, 1948, № 10.
Полынов Б. Б. О геологической роли организмов.— В кн. «Вопросы географии», сб. 33. М., Географгиз, 1953.
Поляков Н. В. Основы мелиоративного грунтоведения. М.— Л., Сельхозгиз, 1933.
Пономарева В. В. Материалы по изучению органического вещества в почвах Хибинского массива.— Труды Кольской базы АН СССР, 1940, вып. 5.
Пономарева В. В. О реакциях взаимодействия групп креновой и апокреновой кислот (фульвокислот) с гидроокисями оснований.—Почвоведение, 1949, № 11.
Пономарева В. В. Новые данные к познанию подзолообразовательного процесса.— Вестник ЛГУ, 1950, № 7.
Пономарева В. В. К познанию гумусово-иллювиального подзолообразовательного процесса.— Ученые зап. ЛГУ, серия биол. наук, 1951, вып. 27, № 140.
Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. Изд-во АН СССР, 1964.
Почвенно-геохимические методы поиска нефтяных месторождений. Изд-во АН СССР, 1953.
Прасолов Л. И. Всемирная почвенная карта К. Д. Глинки.— Природа, 1928, № 6.
Прасолов Л. И. К вопросу о содержании почвенных карт малого масштаба.— Почвоведение, 1935, № 4.
Прасолов Л. И. О единой номенклатуре и основах генетической классификации почв.— Почвоведение, 1937, № 6.
Прасолов Л. И. Типы почв в земледелии различных стран.— Почвоведение, 1946, № 2.
Прасолов Л. И., Розов Н. Н. Распределение мирового земледелия по типам почв.— Почвоведение, 1947, № 10.
Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. К VIII конгрессу, Париж, 1969. М., «Наука», 1968.
Программа и методика биогеоценологических исследований под редакцией акад. В. Н. Сукачева. М., «Наука», 1966.
Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. I, II. М.— Л., Гостоптехиздат, 1940.
Рабинович Е. И. Фотосинтез, т. I. М., ИЛ, 1951.
Рабинович И. З. Редкие и рассеянные химические элементы в почвах Молдавии. (Автореф. канд. дисс.). Кишинев, 1969.
Райков Л. Почвите върху заливната и първати незаливна тераса от поречиото на Марица. Софня, Изд. Болгарск. Ак. на Науките, 1961.
Ратнер Е. И. Влияние обменного натрия в почве на рост растений и физические свойства почвы.— Химизация соц. земледелия, 1935, № 3.
Ратнер Е. И. Минеральное питание растений и поглотнтельная способность почв. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950.
Рельеф земли (морфоструктура и морфоскульптура). М., «Наука», 1967.
Ремезов Н. П. К познанию окислительных и восстановительных процессов в подзолистой почве.— Бюлл. почвоведа, 1929, № 4—6.
Ремезов Н. П. Противоположные процессы как основа генетического развития почв.— Почвоведение, 1932, № 2.
Ремезов Н. П. Почвы, их свойства и распространение. М., Учпедгиз, 1952.
Ремезов Н. П. Краткая история почвоведения в Московском университете.— Почвоведение, 1955, № 5.
Ремезов Н. П. О соотношении между биологической аккумуляцией и элювиальным процессом под пологом леса (по исследованиям в Воронежском заповеднике). — Почвоведение, 1958, № 6.
Ремезов Н. П., Смирнова К. М., Быкова Л. Н. Некоторые итоги изучения роли лесной растительности в почвообразовании.— Вестник МГУ, 1949, № 6.

Рессель Е. Д. Питание растений и урожайность. М.— Л., Сельколхозгиз, 1931.
Рессель Е. Д. 90 лет бессменной культуры пшеницы. (Ротамстедская опытная станция).— Соц. реконструкция сельск. хоз-ва, 1937, № 4.
Рессель Е. Д. Почвенные условия и рост растений. М., ИЛ, 1955.
Решеткина Н. М. Гидрогеологические основы проектирования вертикального дренажа в Голодной степи. Ташкент, АН УзбССР, 1960.
Решеткина Н. М. Эффективность вертикального дренажа в составе мелиоративных мероприятий. Ташкент, 1964.
Риш М. А. Биогеохимические провинции Зап. Узбекистана. (Автореф. канд. дисс.). М., 1964.
Роде А. А. Подзолообразование как одна из стадий почвообразовательного процесса и очередные задачи его изучения.— В кн. «Почвоведение и агрохимия». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
Роде А. А. О сорбции водяных паров как источника почвенно-грунтовой воды.— Почвоведение, 1946, № 7.
Роде А. А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М., ОГИЗ, 1947.
Роде А. А. Почвенная влага. М., Изд-во АН СССР, 1952.
Роде А. А. Водные свойства почв и грунтов. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге, т. I. Водные свойства почв и передвижение почвенной влаги. Л., Гидрометиздат, 1965.
Роде А. А. Гидрофизика почв.— В сб. «Международное руководство по орошению и дренажу засоленных почв», гл. IV. М., «Наука», 1966.
Роде А. А. Водный режим некоторых основных типов почв СССР (по многолетним данным).— К IX Междун. конгр. почвоведов. М., «Наука», 1968.
Родин Л. Е., Базилевич Н. И. Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. М.— Л., «Наука», 1965.
Розанов А. Н. Почвенно-грунтовые условия Кендырного опытного поля в урочище Саболак Кзыл-Ордынского округа.— Труды Ин-та почвовед. и геоботаники САГУ, вып. 10. Ташкент, 1931.
Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. М., Изд-во АН СССР, 1951.
Розанов Б. Г. О возрасте красноземов в Бирме.— Научн. докл. высш. школы, биол. науки, 1961, № 4.
Розанов Б. Г., Розанова И. М. Биологический круговорот зольных элементов бамбука в тропических лесах Бирмы.— Ботан. журн., 1964, № 3.
Розов Н. Н. Развитие учения В. В. Докучаева о зональности почв в современный период.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1954, № 4.
Розов Н. Н. К вопросу о принципах построения генетической классификации почв.— Почвоведение, 1956, № 6.
Розов Л. П. Борьба с фильтрацией через почвенные толщи методом солонцевания и щелочные диспергаторы.— Научн. зап. Моск. гидромелиорат. ин-та, 1940, т. VIII, вып. 17.
Розов Л. П. Мелиоративное почвоведение. М., Сельхозгиз, 1956.
Ростовцева О. Е., Аваева М. И. Влияние многолетних трав на образование прочной почвенной структуры. — Почвоведение, 1935, № 5 и 6.
Рухин. Л. Б. Основы литологии, 2-е изд. Л.— М., Гостоптехиздат, 1953.
Рыбаков Б. А. Ранняя культура восточных славян.— Историч. журн., 1943, № 11.
Рыжов С. Н. Орошение хлопчатника в Ферганской долине. Ташкент, Изд-во АН Узб. ССР, 1948.
Рыжов С. Н. Потребность различных культур в орошении.— В сб. «Почвы Аридной зоны как объект орошения». М., «Наука», 1968.
Рыжов С. Н., Ефимов А. И. Физическая спелость почвы и ее агрономическое значение.—Химизация соц. земледелия, 1938. № 3.
Рябчиков А. М. Физическая география частей света. М., «Высшая школа», 1963.
Сабанин А. И. Краткий курс почвоведения М., 1909.
Сабинин Д. А. Избранные труды по минеральному питанию растений. М., «Наука», 1971.
Саболч И. Накопление воднорастворимых солей в почвах Финляндии.— Оттиск журн. «Agrokemia es Talajtan». (Русск. резюме), т. II, № 3—4. Будапешт, 1962.
Саввинов Н. И. Структура почв и ее производственное значение.— В кн. «Академик В. Р. Вильямс». М.— Л., Сельхозгиз, 1935.
Саввинов Н. И., Панкова Н. А. Корневая система растительности целинных участков степей Заволжья и новый метод ее изучения.—В сб. «Памяти академика В. Р. Вильямса».. М., Изд-во АН СССР, 1942.
Салазкин А. С. Быстрота роста кормовых лишайников.— Советское оленеводство, 1937, вып. 10.
Самбук Ф. В. Прирост и возобновление лишайников.— Природа, 1936, № 6.
Самодуров П. С. Древняя кора выветривания на осадках среднего карбона в юго-восточной части Донбасса. Кора выветривания, вып. I. Изд-во АН СССР. 1952.

Самойлова Е. М. О влиянии липы на лесорастительные свойства почвы.— Почвоведение, 1962, № 3.

Самойлова Е. М. Изучение корневых систем древесных пород на песчаных почвах.— В кн. «Методы изучения продуктивности корневых систем и ризосферы». Междун. симпозиум СССР. Л., «Наука», 1968.

Самойлова Е. М., Якушевская И. В. О почвенно-геохимических особенностях ландшафтов Тамбовской низменности.— Научн. докл. высшей школы, биол. науки, 1969, № 4.

Самцевич С. А. Роль прижизненных выделений корней растений и микроорганизмов в образовании и накоплении перегнойных веществ в почве.— Тезисы докл. на 3-м делегат. съезде почвоведов. Тарту, 1966.

Самцевич С. А. Гелеобразные корневые выделения растений и их действие на почву и корневую микрофлору.— В кн. «Методы изучения продуктивности корневых систем и ризосферы». Междун. симпозиум СССР. Л., «Наука», 1968.

Санитарная и техническая гидробиология.— Материалы I съезда Всес. гидробиол. об-ва АН СССР. М., «Наука», 1967.

Сапожников Д. Г. О воздействии органических кислот на минералы (в связи с выветриванием горных пород и образованием бокситов).— В кн. «Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами». М., «Наука», 1968.

Сауков А. А. Геохимия. М., Госгеолиздат, 1950.

Седлецкий И. Д. Генезис минералов почвенных коллоидов группы монтмориллонита.— Докл. АН СССР, 1937, т. XVII, № 7.

Седлецкий И. Д. Коллоидно-дисперсные минералы главнейших типов почв.— Почвоведение, 1942, № 3—4.

Сейдж Б. Х. Термодинамика многокомпонентных систем. М., «Недра», 1969.

Сердобольский И. П. Влияние почвенных условий на превращения марганца в почве.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева АН СССР, 1950а, т. XXXIII.

Сердобольский И. П. Окислительно-восстановительные и щелочно-кислотные условия глееобразования.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950б, т. XXXI.

Сердобольский И. П. Химия почвы. М., Изд-во АН СССР, 1953а.

Сердобольский И. П. Окислительно-восстановительный потенциал почво-грунтов (Eh) как один из показателей наличия нефтеносной структуры.— В сб. «Почвенно-геохимические методы поиска нефтяных месторождений». М., Изд-во АН СССР, 1953б.

Сердобольский И. П., Синягина М. Г. Окислительно-восстановительные условия агрегатов черноземных почв.— Почвоведение, 1953, № 1.

Сибирцев Н. М. Об основаниях генетической классификации почв.— Избр. соч., т. II. М., Сельхозгиз, 1953а.

Сибирцев Н. М. Об естественно-историческом изучении почв в России.— Избр. соч., т. II. М., Сельхозгиз, 1953б.

Сибирцев Н. М. Классификация почв (естественно-историческая).— Избр. соч., т. II. М., Сельхозгиз, 1953в.

Сивков К. В. Вопросы сельского хозяйства в русских журналах последней трети XVIII в.— Материалы по истории земледелия СССР. Изд-во АН СССР, 1952.

Сидоренко А. В. Известковые накопления (Каличе) в пустынях Мексики.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 1.

Синягин И. И. К вопросу о генезисе сероземов.— Почвоведение, 1939, № 5.

Синягин И. И. Метод определения абсолютного возраста почв.— Докл. АН СССР, новая серия, 1943, т. 40, № 8.

Скворцов А. Ф. О составе речных наносов.— Сообщ. АН Груз. ССР, 1950, т. XI, № 9.

Скрынникова И. Н. Почвенные растворы южной части лесной зоны и их роль в современных процессах почвообразования.— В сб. «Современные почвенные процессы в лесной зоне». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Скрынникова И. Н. Почвенные процессы в окультуренных торфяных почвах. (На примере исследований окультуренных многозольных торфяных почв долины р. Яхромы). М., Изд-во АН СССР, 1961.

Скулачев В. П. Аккумуляция энергии в клетке. М., «Наука», 1969.

Скуратов С. М., Колесов В. П., Воробьев А. Ф. Термохимия, т. 1, 1964; т. 2, 1966. Изд-во МГУ.

Славный Ю. А. Особенности почвообразования в средней части Амуро-Зейского междуречья.— Почвоведение, 1967, № 7.

Славный Ю. А. Современные почвенные процессы и особенности генезиса приамурских почв с элювиальным горизонтом. (Автореф. канд. дисс.). М., 1969.

Славный Ю. А., Шаврыгин П. И. Условия возникиовения процессов оглеения в почвах Амуро-Зейского междуречья.— Почвоведение, 1964, № 4.

Слободин В. М. К вопросу о развитии и смене систем земледелия.— Материалы по истории земледелия. СССР. М., Изд-во АН СССР, 1952.

Соболев С. С. О развитии географии и картографии почв в России (от древней Руси до Докучаева).—Почвоведение, 1945, № 5—6.

Соболев С. С. Основные моменты творчества В. В. Докучаева.—В кн. «В. В. Докучаев. Избр. труды». М., 1949.

Соколов В. А. Методы исследования природных газов. М.—Л., Научн.-техн. нефт. изд., 1932.
Соколов В. А. Прямые геохимические методы поисков нефти. М.— Л., Гостоптехиздат, 1947.
Соколов А. В. Агрохимия фосфора. М., Изд-во АН СССР, 1956.
Соколов И. А. Особенности геохимии ландшафтов Камчатки в связи с современной вулканической деятельностью.— В кн. «Геохимия ландшафта». М., «Наука», 1967.
Соколова Е. И., Нужденовская Т. С. Некоторые экспериментальные исследования по разложению нефелина и биотита.— В кн. «Экспериментальные исследования по разложению минералов органическими кислотами». М., 1968.
Соколовский Д. Л. Речной сток. Л., Гидрометеоиздат, 1952.
Соколовский И. Л. Лёссовые породы западной части УССР. Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
Соловьев П. Е., Антипов И. К. Изменение свойств серых лесных почв под влиянием агротехнических мероприятий.— Вестник МГУ, биол. и почв, 1966, № 4.
Сочеванов В. Е. Методика количественного учета процессов конденсации воды в песках.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1938а, т. 70, вып. 4/5.
Сочеванов В. Е. О конденсации водяных паров в почве близ Ташкента.—Метеорология и гидрология, 1938б, № 6.
Станков Н. З. Корневая система полевых культур. М., «Колос», 1964.
Стоилов Г. П. Подвижность микроэлементов в почве и их потребление растениями. (Автореф. канд. дисс.). М., 1965.
Страхов Н. М. Историческая геология. М., Учпедгиз, 1938.
Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. 1, 1948; ч. 2, 1948. Л., Гос. изд-во геол. лит-ры.
Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
Страхов Н. М., Родионова К. Ф. К характеристике битумов девонских пород Европейской части СССР.— Бюлл. МОИП, 1954, т. 29, отд. геол., вып. 6.
Стрижова Г. П. Микроэлементы — медь, цинк, никель, кобальт, молибден в почвах Молдавии. (Автореф. канд. дисс.). М., 1967.
Сукачев В. Н. Фитоценология, биогеоценология и география. — Труды Второго Всес. геогр. съезда, вып. I. М., Гос. Изд-во геогр. лит-ры, 1948.
Сукачев В. Н. Соотношение понятий биогеоценоз, экосистема и фация.— Почвоведение, 1960, № 6.
Сукачев В. Н., Дылис Н. В. Основы лесной биогеоценологии. М., «Наука», 1964.
Сушкина Н. Н. Об особенностях микрофлоры арктических почв.— Почвоведение, 1960, № 4.
Сушкина Н. Н. К вопросу о роли микроорганизмов в первичном почвообразовательном процессе.— Вестник МГУ, 1965, № 3.
Тазиев Гарун. Когда земля дрожит. М., «Мир», 1968.
Тарановская В. Г. Поглощающий комплекс и мелиорация почв влажных субтропиков. Почвенный поглощающий комплекс и вопросы земледелия. М., 1937.
Таргульян В. О. Геохимия ортоэлювия холодных гумидных областей (тундровых и северотаежных ландшафтов).— В кн. «Геохимия ландшафта». М., «Наука», 1967.
Таусон В. О. Наследство микробов. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947.
Таусон В. О. Основные положения растительной биоэнергетики. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1950.
Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. М.— Л., ОНТИ, 1936.
Терцаги К. Измерение напряжений в породах.— В кн. «Проблемы инженерной геологии». М., 1964.
Тимирязев К. А. О вероятном значении цинка в экономии растения.— Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 1872, № 3 (протоколы засед. Ботан. отд. 29 января 1972 г.).
Тимирязев К. А. Избранные сочинения, т. II. Сельхозгиз, 1948.
Тищенко В., Рыдалевская М. Опыт химического исследования кислот различных почвенных типов.— Докл. АН СССР, 1936, т. 4.
Травникова Л. С. Круговорот некоторых микроэлементов (Cu, Co, Ni, Mn, Sr) в условиях дерново-подзолистой слабо окультуренной почвы. (Автореф. канд. дисс.). М., 1963.
Третьяков П. Н. Подсечное земледелие в Восточной Европе.— Изв. ГАИМК., т. XIV, вып. 1. М., 1932.
Троицкий В. А. Гидрологическое районирование СССР. т. 2, вып. 3. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1948.
Трусов А. Г. Гумификация соединений, входящих в состав растительных организмов.— Сельское хоз-во и лесоводство. Октябрь, ноябрь 1914; апрель, июль, ноябрь 1915; март, сентябрь, октябрь, ноябрь 1916.
Трусов А. Г. О некоторых химико-биологических процессах, совершающихся при гумификации растительных остатков.— Журн. оп. агрономии, 1916, т. 17.
Туев Н. Е. Поглощение молибденовых соединений некоторыми глинными минералами.— Тезисы докл. Всес. межвуз. совещ. по проблеме «Микроэлементы и естественная радиоактивность», вып. 1. Петрозаводск, 1965.

Тулайков Н. М. Профессор Е. В. Гильгард (по поводу пятидесятилетия деятельности проф. Гильгарда как почвоведа).— Почвоведение, 1910, № 3.
Тюлин А. Ф. Коллоидно-химическое изучение почв в агрономических целях.— Труды ВИУА, 1946, вып. 27.
Тюремнов С. И. Об окраске почв (опыт построения шкалы почвенных окрасок и применение ее для изучения почв).— Труды Кубанск. с.-х. ин-та, 1927, т. 5.
Тюрин И. В. Органическое вещество почвы и его роль в почвообразовании и плодородии. М.— Л., Сельхозгиз, 1937.
Тюрин И. В. Географические закономерности гумусообразования.— Труды Юбил. сессии, посвящ. столетию со дня рожд. В. В. Докучаева. Изд-во АН СССР, 1949.
Тюрин И. В., Тюрина Е. И. О составе гумуса в ископаемых почвах.— Почвоведение, 1940, № 2.
Тюрина-Зейналашвили Р. И. Изменение почвообразовательного процесса и плодородия почв каштановой зоны в условиях сельскохозяйственного производства. (Канд. дисс.). МГУ, 1965.
Тюрюканов А. Н. Ландшафтно-геохимические барьеры и их роль в миграции химических элементов в географической оболочке земли.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1964, № 4.
Тюрюканов А. Н., Абатуров Б. Д., Летова А. Н. Экспериментальное изучение роли корневых систем растений в миграции радиоизотопов.— В кн. «Методы изучения продуктивности корневых систем и ризосферы». Междун. симпозиум СССР. Л., «Наука», 1968.
Тюрюканов А. Н., Васильевская В. Д. Основные закономерности распределения химических элементов в почвах долины р. Жиздры.— В сб. «Микроэлементы и естественная радиоактивность почв». Ростов, Изд-во РГУ, 1962.
Тэер А. Основания рационального сельского хозяйства. 1809.— В сб. «История агрикультуры». Изд-во АН СССР, 1940.
Усов Н. И. Генезис и мелиорация почв Каспийской низменности. Саратов, 1940.
Успенский В. А. Баланс углерода в биосфере и связи с вопросом о распределении углерода в земной коре. Л., Гостоптехиздат, 1956.
Устав общества «Докучаевский почвенный комитет». СПб., 1912.
Фагелер П. Режим катионов и воды в минеральных почвах. М., Сельхозгиз, 1938.
Фатьянов А. С. О перегнойных кислотах, выделенных из природных почвенных растворов.— Почвоведение, 1953, № 1; 1956, № 9.
Фатьянов А. С. Некоторые особенности реакций между почвами и раствором фульвокислот.— Почвоведение, 1958, № 8.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. I. Л., Госхимтехиздат, 1934.
Ферсман А. Е. Цвета минералов. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1936.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. II. Л., Химтеоретиздат, 1937а.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. III. Л., Химтеоретиздат, 1937б.
Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV. Л., Научно-техн. изд-во хим. лит-ры, 1939.
Ферсман А. Е. Занимательная геохимия. Детгиз, 1954.
Фиала К., Дикнова Д., Квет Я., Свобода И. Методы оценки продукции корневищ и корней в тростниковых сообществах.— В кн. «Методы изучения продуктивности корневых систем и ризосферы». Междун. симпозиум СССР. Л., «Наука», 1968.
Физико-географический атлас мира. М., Изд-во АН СССР и ГУГК, 1964.
Флеров А. Д. О почвенно-ботанических экспедициях Переселенческого управления. СПб., 1909.
Франциссон В. А. Об окультуренности и окультуривании почв.— Химизация соц. земледелия, 1934, № 11.
Франциссон В. А. Сохранение и повышение плодородия вновь освоенных целинных и залежных земель.— В кн. «Вопросы земледелия». М., Сельхозгиз, 1959.
Франциссон В. А., Герасимова А. В. Вопросы структуры и сохранения плодородия вновь освоенных черноземных почв Северного Казахстана и Западной Сибири.— Земледелие, 1959, № 3.
Хан Д. В. Закрепление гуминовой кислоты различными минералами.— Докл. Всес. академии с.-х. наук им. В. И. Ленина, 1946, вып. 1—2.
Хан Д. В. Состав перегнойных веществ и их связь с минеральной частью почвы.— Почвоведение, 1959, № 1.
Хан Д. В. Органо-минеральные соединения и структура почвы. М., «Наука», 1969.
Хвойка В. В. Каменный век Среднего Приднепровья.— Труды XI Археол. съезда в в Киеве в 1899 г., т. 1. М., 1901.
Хвойка В. В. Древние обитатели Среднего Приднепровья и их культура в доисторические времена. Киев, 1913.
Хейфец Д. М. Запас фосфора в различных почвах СССР.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1950, т. XXXIII.
Хильми Г. Ф. Теоретическая биогеофизика леса. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Хильми Г. Ф. Основы физики биосферы. Л., Гидрометеоиздат, 1966.
Ходаков Ю. В. Общая и неорганическая химия. М., Изд-во Акад. пед. наук РСФСР, 1954.
Ходнев А. И. История Вольного Экономического Общества с 1765 до 1865 г. СПб., 1865.
Хргиан А. Х. Физика атмосферы. М., Гостехиздат, 1953.

Христева Л. А. Об участии гуминовых кислот и других органических соединений в питании высших растений.— Почвоведение, 1953, № 10.

Христева Л. А. Физиологическая функция гуминовой кислоты в процессах обмена веществ высших растений.— В сб. «Гуминовые удобрения». Харьков, 1957.

Хруцкая З. Я. О природе образования окисных соединений железа в гончарном дренаже.— Гидротехника и мелиорация, 1965, № 1.

Хруцкая З. Я. Заиление дренажа железистыми соединениями. М., «Колос», 1970.

Цункер Ф. Поведение воды в почве. Водные свойства почвы.— Сб. переводн. работ под ред. Ф. Е. Колясева. Л., Сельхозиздат, 1937.

Цыганов М. С. Влияние механической обработки сухой и увлажненной почвы на ее структурный состав.— Химизация соц. земледелия, 1936, № 10.

Чеботарева Л. А. В. В. Докучаев. Краткий биографический очерк.— В кн. «Избранные труды В. В. Докучаева». Серия «Классики науки». М., Сельхозгиз, 1949.

Чекалюк Э. Б. Нефть верхней мантии земли. Киев, «Наукова думка», 1967.

Чжан Шэн. Содержание и миграция B, J, N, Cr, Mn, Co, Ni, Cu и Zn в некоторых почвах, растениях и природных водах степного ландшафта СССР и КНР (Автореф. канд. дисс.). М., 1962.

Чижевский М. Г., Румянцев В. Н. К вопросу об условиях оструктуривания почв.— Изв. ТСХА, 1957, вып. 5.

Чижиков П. Н. Карта материнских почвообразующих пород Европейской части СССР.— Почвоведение, 1960, № 5.

Чижиков П. Н. Карта материнских почвообразующих пород. М., Изд-во МГУ, 1968.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Шамов Г. И. Сток взвешенных наносов рек СССР.— Труды Гос. гидр. ин-та, вып. 20 (74). Л., 1949.

Шарова А. С. К вопросу об изменении свойств подзолистых почв при их окультуривании.— Почвоведение, 1940, № 1.

Шкарупо В. А. Борьба с фильтрацией воды из оросительных каналов. Одесса. Изд. УкрНИИГиМ, 1940.

Школьник М. Я. О специфическом и неспецифическом действии микроэлементов. Микроэлементы в сельском хозяйстве и медицине. Киев, Гос. изд-во с.-х. лит. Укр. ССР, 1963.

Шмук А. А. О химии органического вещества почвы.— Труды Кубанского с.-х. ин-та, 1924, т. 1, вып. 2.

Шмук А. А. К вопросу о химической природе органического вещества почвы.— Бюлл. почвоведа, 1930, № 5—7.

Шраг В. И. Пойменные почвы и их сельскохозяйственное использование. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Штина Э. А. О роли водорослей в накоплении азота в почве.— Агрохимия, 1964, № 4.

Шукевич М. М. Минералогический состав некоторых типов ледниковых отложений Европейской части СССР и его изменение в процессе переотложения и почвообразования.— Труды Почв. ин-та им. В. В. Докучаева, 1948, т. XXVIII.

Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Ташкент, Изд. АН Узб. ССР, 1950.

Щербаков А. В. Геохимия термальных вод. М., «Наука», 1968.

Щербина В. В. Окислительно-восстановительный потенциал в применении к изучению парагенеза минералов.— Докл. АН СССР, 1939, т. 22, № 8.

Щербина В. В. Комплексные соединения и перенос химических элементов в зоне гипергенеза.— Геохимия, 1956, № 5.

Яворский Б. М., Детлаф А. А. Справочник по физике для инженеров и студентов вузов. М., «Наука», 1965.

Якушев В. М. Зависимость химического состава латеритных покровов от их возраста в республике Мали.— Почвоведение, 1970, № 2.

Якушевская И. В. Геохимия ландшафтов и эндемические заболевания скота в Псковской области.— Полыновские чтения, 1967.

Ярилов А. А. Педология как самостоятельная естественнонаучная дисциплина о Земле, ч. I. Педология и агрономия. Юрьев, 1904.

Ярилов А. А. Педология как самостоятельная естественнонаучная дисциплина о Земле, ч. II. Место педологии среди наук о Земле. Юрьев, 1905.

Ярилов А. А. История кафедры земледелия и почвоведения Московского университета.— Ученые зап. МГУ, юбил. серия, 1940, вып. LVI.

Ярилова Е. А. Роль литофильных лишайников в выветривании массивно-кристаллических пород.— Почвоведение, 1947, № 9.

Ярилова Е. А. О кристаллизации фитолитарий в почве.— Докл. АН СССР, 1952, т. XXXIII, № 6.

Ярков С. П. Схема классификации почв дерново-подзолистой зоны в свете учения В. Р. Вильямса. Изд-во АН СССР, 1942.

Ястребов М. Т. I. Игла для взятия почвенного воздуха. II. Содержание CO_2, O_2, H_2 в почвенном воздухе и в грунтовых водах поймы р. Клязьмы.— Почвоведение, 1956, № 4.

Ястребов М. Т. Влияние важнейших биологических факторов на состав почвенного воздуха в пойменных почвах р. Клязьмы.— Почвоведение, 1958, № 10.

Aarnio B. Die Mineralböden Finnlands.— In: «Die Böden Finnlands». Helsinki, 1938.

Andriesse J. P. A study of the environment and characteristics of tropical podzols in Sarawak (East — Malaysia).— Geoderma, 1969, v. 2, N 3.

Atterberg A. Studien aus dem Gebiete der Bodenkunde.— Ldw. Versuchst. 1908, Bd. 69, B.

Aubert G., Duchaufour Ph. Projet de classification des sols. 6 Congr. internat. sci. du sol. Paris, 1956, v. 97.

Bachelier G. Etude pedologique des sols de Yaounde.— Agron. Trop., 1959, v. 14.

Bachelier G. Influence du climat sur les processus pedobiologiques de l'humification et de la deshumification.— Pedobiologia, 1963, Bd. 2, H. 2.

Balogh J. Biogeographical aspects of soil ecology.— Proc. Paris Sympos. UNESCO, 1970.

Baver L. D. Soil physics. 3 ed. N. Y.— London, J. Wiley and Sons, 1956.

Baver L. D. The effect of organic matter on soil structure.— Matière organique et fertilité du sol. Roma, 1969.

Beaudet G., Maurer G., Ruellan A. Le quaternaire Marocain. Observations et hypothèses nouvelles.— Rev. géogr. phys. et géol. dynam., 1967, v. IX, fasc. 4.

Bear J., Zaslavsky D., Irmay S. Physical principles of water percolation and seepage. Arid zone Research, XXIX. UNESCO, 1968.

Berger K. C. Introductory soils. N. Y.— London, 1965.

Berzelius J. J. Lehrbuch der Chemie, 3 Aufl. Wöhler, 1839.

Birch H. F. Further observation on humus decomposition and nitrification.— Plant and Soil, 1959, v. 11, N 3.

Birch L., Clark D. P. Forest soil as an ecological community with special reference to the fauna.— Quart. Rev. Biol., 1953, v. 28.

Black J. N. The utilization of solar energy by forests. Repr.: «Forestry Suppl.», Oxford, Univ. Press.

Boldwin M., Kellog C. H., Thorp J. Soil classification. Soils and men. US Dept Agric., 1938.

Boul S. W. Present soil-forming factors and processes in arid and semiarid regions.— Soil Sci., 1965, v. 103, N 1.

Boussingault I. B. De la discussion de la valeur relative des assolements par resultats de l'analyse élémentaire.— Ann. phys. (3), 1841, v. 1.

Bramao D. L., Simonson R. W. Rubrozem— a proposed great soil group. VI Congr. internat. Soil Sci. Paris, 1956, v. E.

Bramao D., Lemos C. Soil map of South America. Trans. 7th Internat. Congr. Soil Sci., Amsterdam, 1960, v. IV.

Brewer Roy. Fabric and mineral analysis of soils. N. Y.— London — Sydney, J. Wiley & Sons, 1964.

Briggs L. J., Shantz H. L. The wilting coefficient for different plants and its indirect determination.— U. S. Dept. Agric. Bur. Plant industry. Bull., 1912, N 230.

Brown G. Report of the clay minerals group subcommittee on nomenclature of clay minerals.— Repr. Clay Minerals Bull., 1955, v. 2, N 13.

Campbell C. A., Paul E. A., Rennie D. H., McCallum K. J. Applicability of the carbon-dating method of analysis to soil humus studies.— Soil Sci., 1966, v. 104, N 3.

Clark F. W. The data of geochemistry. U. S., 1924.

Correns W. C. Einführung in die Mineralogie. Berlin, Springer, 1949.

Degens E T. Geochemistry of sediments. A brief survey. New Jersey, Prentice — Hall, Inc, 1965.

D'Hoore J. L. Carte des sols d'Afrique. Lagos, 1964.

Duchaufour Ph. Précis de pedologie. Paris, 1965.

Dudal R. Dark clay soils of tropical and subtropical regions. Rome, FAO, 1965.

Dudal R. About the legend for the FAO/ /UNESCO Soil Map of the World. Bull. ISSS, 1969a, N 34.

Dudal R. About the legend of the FAO/ /UNESCO Soil Map of the World. Proc. Nat. Techn. Work-Planning Conf. Cooperative Soil Survey, Charlestone, January 27—31, 19696.

Duvigneaud P. Ecosystèmes et biosphére, v. 2. Bruxelles, 1967.

Edelman C. H., van Staveren J. M. March soils in the United States and in the Netherlands.— J. Soil and Water Conservat., 1958, v. 13, N 1.

Erhart H. La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Paris, 1956.

Erhart H. Témoins pédogénétiques de l'époque permo-carbonifère. Beogéographie du permo-carbonifère et genèse des charbons. Paris, 1962.

Erhart H. Sur le cycle de la silice hydratée dans la biosphère. Extrait C. r. Acad. sci. Paris, 1963.

Experimental pedology. E. G. Hallsworth and D. V. Grawford (Eds). London, Butterworth, 1965.

Fairbridge R. W. World sea-level and climatic changes.— Quaternaria, v. VI, Roma, 1962.

Fairbridge R. W. Nile sedimentation above Wadi Halfy during the last 20000 years. Reprinted from Kush, v. XI, 1963.

Fallou Fr. A. Anfangsgründe der Bodenkunde. 2 Aufl. Dresden, 1865.

FAO. World Soil Resources Reports. Roma, N 1—17, 1961—1965.

Hernando Fernandes. The action of humic acid of different sources on the develop-

ment of plants and their effect on increasing concentration of the nutrient solution.— Matiére organique et fertilité du sol. Roma, 1969.
Finck A. Tropische Böden. Hamburg — Berlin, Verl. Paul Parey, 1963.
Finkle B. J. Soil humic acid as hydroxypolystirene: a biochemical hypothesis.— Nature, 1965, v. 207, N 4997.
Fischer F., Schrader H. Über die Entstehung und die chemische Struktur der Kohle.— Brennstoffchemie, 1921, Bd. 2; 1922, Bd. 3.
Flaig W. Chemie der Humusstoffe. Suomen kem., A, 1960, Bd. 33.
Flaig W. Chemische Untersuchungen an Humusstoffen.— Z. Chem., 1964, Bd. 4.
Flaig W., Beutelspacher H. Zur Kenntnis der Huminsäuren. 2 Mitt.: Elektronenmikroskopische Untersuchungen an natürlichen und synthetischen Huminsäuren.— Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, 1951, Bd. 52, H. 1.
Flaig W., Beutelspacher H. Physikalische Chemie der Huminsäuren.— Landbouwkund. tijdschr., 1954, bd. 66.
Fuchs W. Die Chemie der Kohle. Berlin, 1931.
Gaarder T. Die Bindung der Phosphorsäure im Boden. Bergen, 1930.
Gates D. M. Energy exchange in the biosphere.— In: Functioning of terrestrial ecosystems at the primary production level.— Proc. Copenhagen Sympos. UNESCO, 1968.
Gaucher G. Traité de pédologie agricole. La sol et ses caractéristiques agronomiques. Paris, Dunod, 1968
Glinka K. D. Bodenzonen und Bodentypen des Europäisch. und Asiatisch. Russlands. Budapest, 1910.
Glinka K. D. Die Typen der Bodenbildung, ihre Klassifikation und geographische Verbreitung. Berlin, 1924.
Grim R. E. Clay Mineralogy. McGraw — Hill Book Co., 1953.
Hardan H. J. The bases in the clay fraction of Indonesian soils.— Trans. 4th Internat. Congr. Soil Sci., v. 1, Amsterdam, 1950.
Hem J. D., Cropper W. H. Chemistry of iron in natural water.— Geol. Survey Water — Supply Paper, 1959, N 1459-A. Washington.
Hénin S., Pedro G. The laboratory weathering of rocks.— Repr. Exper. Pedology, 1964.
Hilgard E. W. Über den Einfluss des Klimas auf die Bildung und Zusammensetzung des Bodens.— Forschungen auf dem Gebiete der Agrikulturphysik, Bd. 16, Heidelberg, 1893.
Hilgard E. W. Soils. Their formation, properties, composition and relations to climate and parent rocks in the humid and arid regions. N. Y.— London, 1911.
Hilgard E. W., Loughridge R. H. Nature, value and utilization of alkali lands and tolerance of crops for alkali.— Univ. Calif Publ., 1906.
Hilgard E W., Loughridge R. H. The classification of soils.— Verhandl. II internat. Agrogeologenkonferenz, Stockholm, 1911.
Ingen-Hous J. Experiment upon vegetables discovering their great power of purifying the common air in the sunshine and of injuring it in the shade and at night. London, 1779.
Jackson M. L. a. o. Chemical weathering of layer silicates. Soil Science society of America Prociedings, 1952, v. 16, N 1.
Jackson M. L., Sherman G. D. Chemical weathering of minerals in soils.— Advances Agron., 1953, v. 5.
Jenny H., Overstreet R. Surface migration of ions and contact exchange.— J. Phys. Chem., 1939, v. 43, N 9.
Kawaguchi K., Hattori T., Waki K. Some chemical and mineralogical studies on profiles of dry rice fields of polder land in Kojima basin, Okayama Prefecture.— Soil and Plant Food, 1957, v. 3, N 1.
Keller W. D. The principles of chemical weathering. Columbia, Lucas Brother Publ., 1957.
Kelley W. R. Alkali soils. Their formation, properties and reclamation. N. Y., 1951.
Kellogg Ch. E. Soil. Washington, 1957.
Kellogg C. E., Pendleton R. L. In «Soil conservation», chap. 7. FAO, Agric. studies, N 4, Rome, 1948.
Kivinen E. Über Elektrolytgehalt und Reaktion der Moorwässer.— Agrogeologisia julkaisuja, 1935, v. 38.
Kivinen E. Zur Kenntnis der Eisenkarbonatvorkommnisse in den Mooren Finnlands.— Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, 1936, A. 25.
Kivinen E. Die Moorböden Finnlands.— Die Böden Finnlands. Helsinki, 1938.
Klinge H. Litter production in an area of Amazonian Terra Firme Forest. Part I. Litter-fall, organic carbon and total nitrogen contents of litter.— Amazoniana, 1968a, 1, 4. Kiel.
Klinge H. Litter production in an area of Amazonian Terra Eirme Forest. Part II Mineral nutrient content of the litter.— Amazoniana, Kiel, 1968б, 1, 4.
Klotz I M. Energetics in biochemical reactions. N. Y., Acad. Press, 1957.
Klotz J. M. Chemical thermodynamics. N. Y., W. A. Benjamin, Inc., 1964.
Klotz I. M. Energy changes in biochemical reactions. N. Y.— London, 1967.
Kononova M. M. Humus of the main soil types and soil fertility. 1967.
Kononova M. M. Humus of the main soil types and soil fertility.— Matiére organique et fertilité du sol. Rome, 1969.
Kopecký J. Die physikalischen Eigenschaften des Bodens.— In Selbstverlage des

Vertassers. Buchdruckerei der «Politik». Praga, 1904.
Kopecký J. Die Bodenuntersuchung zum Zwecke der Drainagearbeiten mit besonderer Berücksichtigung eines kombinierten Schlämmapparates. Prag, 1901. Derselbe: Internat. Mitt. Bodenkunde, 1914, Bd. W, H. 2/3.
Kovda V. A. Similarities and differences in the history of the soil of the continents.— Trans. 8th Internat. Congr. Soil Sci., Bucharest, 1964, v. I.
Låg J. A special type of hardpan, rich in manganese.— Mariendals boktrykkeri, Gjøvik, v. 39, Nr. 11, 1960.
Låg J. Studies on the productivity of different natural soils.— 8th Internat. Congr. Soil Sci., Bucharest, 1964.
Låg J. Some general characteristics of the Norvegian soils.— Jordundersøkelsens Saertrykk, 1966, N 112.
Låg J. Soils of Fennoscandia and some remarks on the interference of the soils in geochemical prospecting.— Jordundersøkelsens Saertrykk, 1967. N 123.
Låg J. Investigations of Forest soils in Opland County, Norway, in connection with the field work of the National Forest Survey. Jordbunnsbeskrivelse nr. 44.— Meddrnorske Skogfors Ver. Nr 91, 1968.
Laudelout H., Meyer J. Les cycles d'éléments minéraux et de matière organique en forêt équatoriale congolaise.— Trans. 5th Internat. Congr. Soil Sci., Leopoldville, 1954, v. 2. 1955.
Livingstone. Chemical composition of rivers and lacks.— U. S. D. J. Geol. Survey Paper Washington, 1961.
Lutz H. J. The physico-chemical properties of soil affecting soil erosion.— Res. Bull. Agric. Exper. Stat., 1934, N 212.
Maillard L. C. Formation d'humus et de combustibles minéraux sans intervention de l'oxygéne atmosphérique, des microorganismes, de haute temperatures ou de forte pressions.— C. r. Acad. sci., Paris, 1912, t. 154, 155; 1913, t. 156.
Maillard L. C. Synthèse des matiéres humiques par action des acides amines sur les sucres réducteurs.— Ann. chim. phys., 1916, 5; 1917, 7.
Maldague M Importance et rôles de la microfaune du sol.— Bull. Agric. Congo Belge, 1959, t. 50.
Marbut C. F. A scheme for soil classification.— Proc. and Papers First Internat. Congr. Soil Sci., 1928, t. IV.
Marbut C. F. Soils of the United States. Atlas of American Agriculture, v. III. 1935.
Masahiko Ohya. Comparative study on the geomorphology and flooding in the plains of the Chi-Shui-Chi, Chao-Phys, Irrawaddy and Ganges.— Sci. Probl. of Humid Ttropical Zone Deltas. UNESCO, Paris, 1966.
Methods of study in soil ecology. J. Phillipson (Ed.).— Proc. Paris Sympos. UNESCO and Internat. Biol. Programme. UNESCO, 1970.
Moormann F. R. Morphology, genesis and occurrence of acid sulphate soils.— UNESCO Sci. Probl. of Humid Tropical Zone Deltas. UNESCO, Paris, 1966.
Münnich K. O. Erfahrungen mit der ^{14}C-Datierung verschiedener Arten von Sedimenten.— Verhandl. IV internat. Tagung Quartärbotaniker. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, 1957.
Nay P. H., Greenland D. J. The soil under shifting cultivation.— Techn. Commun. Cummonwealth Bureau Soils, 1960, N 51, Harpenden.
Najmr St. Karbonizovana pudni hmota, jeji hlavni vlastnosti a funkce v pudotvorném pochodu.— Sbor. Českosl. acad. zemed. ved. Roč. 6 (XXXIII), 27, 1960.
Oden S. Zur Kenntnis der Humussäure des Sphagnumtorfes.— Ber. D sch. chem. Ges., 1912, 35.
Oden S. Zur Kolloidchemie der Humusstoffe.— Kolloid Z., 1914, Bd. 14.
Oden S. Die Humussäuren und die Bodenazidität.— Internat. Mitt. Bodenkunde, 1916, 6; 1919, 9.
Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water.— Geochim. et cosmochim. acta, 1957, N 1/2.
Pagel H. Bodenkunde, Bd. I, 1963.
Paul E., Campbell C., Rennie D., McCallum K. Investigations of the dynamics of soil humus utilizing carbon dating techniques.— Trans. VIII Internat. Congr. Soil Sci., Comm. II, Bucharest, 1964
Pons L. J., Zonneveld I. S. Soil ripening and soil classification.— Internat. Inst. Land Reclamation and Improvement, Publ. 13. Wageningen. 1965.
Prescott J. A. Further notes on the Russian free (Imperial) Economic Society.— J. Roy. Soc. Arts, December 1967.
Prescott J. A., Pendelton R. L. Laterite and lateritic soils.— Commonwealth Bureau Soils. Techn. Commun. No 47. Harpenden, 1952.
Puustjarvi Viljo. The precipitation of iron in peat soils.— Acta agraria fennica, 78. 1. Helsinki, 1952. Proceedings of the National Academy of Sciences India, 1955, v. 24, part III. Allahabad.
Ramann E. Die von Postischen Arbeiten über Schlamm, Moor, Torf und Humus.— Landwirtsch., Jahrb., 1888a, t. 17.
Ramann E. Moor und Torf, ihre Enstehung und Kultur.— Z. Forst. Jagdw., 1888b, t. 20, N 3.
Ramann E. Bodenkunde. 3 Ausg. Berlin, 1911.
Ramann E. Bodenbildung und Bodeneinteilung. Berlin, 1918.
Rankama K. The isotopic constitution of carbon in ancient rocks as a indicator of

its biogenic or nonbiogenic origin.— Geochim. et cosmochim. acta, 1954a, v. 5, N 3, 142.
Rankama K. Isotop geology. London, 1954б.
Rankama K. Early Pre-Cambrian carbon of biogenic origin from Canadian schield.— Science, 1954в, 119, N 3094.
Rankama K., Sahama Th. Geochemistry.— Univ. Chicago Press, 1950.
Ratzel Fr. Anthropogeographie, Bd. II. Stuttgart, 1891. Erster Teil, 2. Aufl. Stuttgart, 1899.
Reifenberg A. Die Klassifikation der Böden auf Grund der Zusammensetzung ihrer Tonfraktion. V. Versuch einer allgemeinen Bodenklassifikation.— Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, 1933, A, 31.
Rennie P. J. Uptake of nutrients by mature forest growth.— Plant and Soil, 1955, v. 7, N 1.
Richards L. A. The usefulness of capillary potential to soil-moisture and plant investigations.— J. Argic. Res., 1928, v. 37.
Richards L. A. Capillary conduction of liquids through porous mediums.— Physics, 1931, v. 1.
Richards L. A. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. U. S. D. A. Agric. Handbook No 60, 1954.
Richards L. A. Agricultural use of water under saline condition.— In: Future of Arid lands. G. F. White (Ed.). Amer. Assoc. Adv. Sci., Publ. 43, 1956.
Richards L. A., Gardner W. R., Ogata G. Physical processes determining water loss from soil.— Soil Sci. Soc. America Proc., v. 20, N 3, 1956.
Richards P. W. The tropical rain forest. Cambridge, 1952.
Ruellan A. Utilisation de la géomorfologie pour l'étude pédologique au 1/20000 de la Plaine du Zébra (Basse Moulouya).— Rev. géogr. Maroc., 1962, N 1—2.
Ruellan A. Le rôle des climats et des roches dans les pédogenèses de la Basse Moulouya. O. N. I. (Ronéo), 1963.
Ruellan A. Etude pédologique de la Plaine du Zébra. O. N. J. (Ronéo), 1964.
Ruellan A. Individualisation et accumulation du calcaire dans les sols et les dépots quaternaires du Maroc. Cahiers O. R. S. T. O. M., Sér. Pédol., 1967, v. V, No 4.
Ruhe R. V. Quaternary pedology.— In: Quaternary of the U. S. Princeton Univ. Press, 1965.
Ruhe R. V. Principles for dating pedogenic events in the Quaternary.— Soil Sci., 1969, v. 107, N 6.
Saussure N. T. Recherches chimiques sur la végétation. Paris, 1804.
Scharpenseel H. W. Aufbau und Bindungsformen der Tonhuminsaurekomplexe.— Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, 1966, Bd. 114, H. 3.
Scharpenseel H. W., Kerpen W. Modellversuche an ungestörten Bodensaulen zum Studium bodengenetischer Bildungsmechanismen unter Benutzungradioaktiv markierten Bodenkonstituenten.— Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, 1963, Bd. 101, H. 1.
Scharpenseel H. W., Pietig F., Tamers M. A. Bonn Radiocarbon measurements I. Radiocarbon, v. 10, 1968.
Scharpenseel H. W., Tamers M. A. Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierungsmethode.— Z. Pflanzenernähr., Düng., Bodenkunde, 1968, Bd. 119, H. 1.
Scharpenseel H. W., Tamers M. A., Pietig F. Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierungsmethode. Trans. 9-th Internat. Congr. Soil Sci., 1969, v. III, Paper 60.
Schaufelberger P. Verwitterung und Bodenbildung auf basischen Eruptivgesteinen.— Schweiz. mineral. u. petrogr. Mitt., 1954, Bd. 34, H. 2.
Scheffer F., Ulrich B. Humus und Humusdüngung, Bd. I.— Morphologie, Biologie, Chemie und Dynamik des Humus. Stuttgart, 1960.
Schofield R. K. The pF of the water in soil.— Trans. III Internat. Congr. Soil Sci., 1935.
Schofield R. K., Da-Costa J. V. The determination of the pF at permanent wilting and at the moisture equivalent by the freezing point method.— Trans. III Internat. Congr. Soil Sci., 1935, v. 1.
Senebier J. Mémoires physico-chemiques..., v. 1—2. Genève, 1782.
Schreiner O., Shorey E. a. o. Some acid constituents of soil humus.— J. Amer. Chem. Soc., 1908, v. 30; 1909, v. 31; 1910, v. 32; 1911, v. 33.
Sigmond A. A. de. Alkali soils in Hungary and their reclamation. 1924.
Sigmond A. A. de. Report on the genetics of alkali soils, 1929.
Sigmond A. A. de. The principles of soil science. London, 1938.
Simonson R. W. Identification and interpretation of buried soils.— Amer. J. Sci., 1954, v. 252.
Soil map of U. S. A. V. S. Dept of the Interior, Geol. Survey. N. Y., 1967.
Smith G. D. Soil classification. Pedologie, N 4. Belgium, Ghent, 1965.
Stephens G. G. A manual of Australian soils.— Commonwealth Scient. and Industr. Res. Austral., 1953.
Stephens C. G. Soil map of Australia. Adelaida, 1960.
Stephens C. G. The soil landscapes of Australia. C. S. I. R. O. Australia, Soil Publ., N 18, 1961.
Stephens C. G. Silcretes of Central Australia.— Nature, 1964, v. 203.

Stephens C. G. Origin of silcretes in Central Australia.— Nature, 1966, v. 209.
Stephens C. G. Laterite and silcrete in Australia: a study of the genetic relationships of laterite and silcrete and their companion materials and their collective significance in the formation of the weathered mantle, soils, relief and drainage of the Australian continent.— Geoderma, 1971, v. 5.
Stevenson F. J. Pedohumus: accumulation and diagenesis during the Quaternary.— Soil Sci., 1969, v. 107, N 6.
Szabolčs I., Darab K. Accumulation and dynamism of silicic acid in irrigated alkali («szik») soils.— Acta agron. Acad. scient. hung., 1958, t. VIII, fasc. 3—4.
Talsma T. The control of saline groundwater.— Meded. Landbouwhogeschool, Wageningen, 1963.
Termier H., Termier G. Histoire géologique de la biosphère. La vie et les sédiments dans les géographies successives, comprenant un atlas paléobiogéographique mondial. Paris, 1952.
Termier H., Termier G. Formation des continents et progression de la vie. Paris, 1954.
The ecology of the forest-savanna boundary. Hills T. L., Randall R. E. (Eds). Montreal, 1968.
The Quaternary of the United States. A review volume for the VII Congress of the International Association for Quaternary Research. H. E. Wright Jr. and David G. Frey (Eds). Princeton, Univ. Press, 1965.
Thiele H., Kettner H. Über Huminsäuren.— Kolloid Z., 1953, Bd. 130.
Thorp J. The nature of the pedological record in the Quaternary.— Soil Sci., 1965, v. 99, N 1.
Tisdale S. L., Nelson W. L. Soil fertility and fertilizers. N. Y., Macmillan, 1956.
Tiurin J. V., Rozov N. N., Rudneva E. N. International soil map of Eastern Europe.— Trans. 7-th Internat. Congress Soil Sci., Comm. V, Madison, 1960, v. IV.
Van Baren F. A. Soils of equatorial regions. London — N. Y., 1954.
Van Beers W. F. J. Acid sulphate soils.— Internat. Inst. Land Reclamation and Improvement. Bull., N 3, 1962.
Van-Bemmelen J. Die Absorbtionsverbindungen und das Absorbtionsvermögen der Ackererde.— Landw. Versuchsstat., 1888, Bd. 35.
Van Wijk W. R. Physics of plant environment.— Amsterdam, North-Holland, Publ. Co., 1963.
Vernadsky V. La biosphere. Paris, 1929.
Visser W. C. Grop growth and availability of moisture.— Techn. Bull. 6, Inst. for land and water management research, 1959.
Waggoner P. E., Gates D. M. a. o. Agricultural meteorology.— Meteorol. Monogr., v. 6, N 28. Boston, 1965.
Waksman S. A. The origin and nature of the soil organic matter or soil «Humus».— Soil Sci., 1926, v. 22.
Wallerius J. Agriculturae fundamenta chemica. Upsala, 1761. Цит. по: сб. «История агрикультуры». Изд-во АН СССР, 1940.
Weaver J. E. Prairie plants and their environment. Lincoln, Univ. Nebraska Press, 1968.
Wesseling J., van't Leven J. A. Drainage of the Polder Districts in the Netherlands. Inst. Land and Water Management. Res. Techn., Bull., 1960, N 18.
Wiegner G. Anleitung zum qualitativen agrikulturchemischen Praktikum. Berlin, 1926.
Williams M. A. J. Soil salinity in the West Central Gezira Republic of the Sudan.— Soil Sci., 1969, v. 105, N 6.
Wright C., Mella A. Modifications to the soil pattern of South-Central Chile resulting from seismic and associated phenomena during the period May to August 1960.— Bull. Seismol. Soc. America, 1963, v. 53, N 6.
Wright C. H. The andosole of humic allophane soils of South America. Meeting on the classification and correlation of Volcanic Ash Soils, Tokyo, 1964.
World Soil Resources Reports, N 1—33, 1961—1968.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абиотический этап формирования земной коры I 86, 94
Абсолютные органогены I 107
Абсолютные примеси I 107—108
Автоморфный промывной водный режим II 49, 69—71
Автоморфные ландшафты, см. Ландшафты
Автоморфные (элювиальные) почвы I 23—24, 25, 251, 252
Автоморфный (биоаккумулятивный) тип баланса веществ II 388
Автотрофные бактерии I 115, 243
Агробиоценозы, см. Агроценозы
Агрономически ценная структура почв I 314, 331, 332, 333, 334, 338, 340—345, 432; II 17, 283, 334, 350
Агрономический вынос продуктов корневого питания I 229
Агрономическое значение механического состава почв I 358—360
— структуры почв I 331—333
Агроценозы II 270, 353—356, 357, 358, 365
Адсорбция анионов I 392—394
Аккумулятивный тип коры выветривания, см. Кора выветривания
Аккумуляция биогенная II 116, 249, 289
— гидрогенная II 101
Аккумуляция минеральных соединений II 137—153
— глинных минералов II 152—153
— железа, марганца, алюминия II 144—149
— кремния II 138—144
— фосфатов II 149, 152
— энергии I 12—13, 139, 153, 222, 229
Активная кислотность почв, см. Кислотность почв
Активные температуры I 171
Актиномицеты I 244
Аллитно-каолинитовая почва II 411
Аллювиально-луговое почвообразование в земноводных условиях II 338—344
Аллювиальные равнины, см. Равнины
Аллювий I 203—205
Альпийский орогенез II 385, 386—387
Алюмосиликаты I 141, 280, 288
Аллофаноиды I 287
Аминокислоты I 303
Аморфные водные окислы марганца, железа, алюминия I 284—286
— кремния I 286—287
Амфибиальный режим почв, см. Намывной водный режим почв
Амфиболы I 278, 281
Амфолитоидность почвенных коллоидов I 367—369, 393
— почв I 177
Амфотерные коллоиды I 368
Анаэробный режим I 432, 436, 439, 443
Анмоор I 319
Антракофитовая флора I 118
Антропогенный этап формирования земной коры I 86
Апатит I 282
Ареалы аккумуляции продуктов выветривания и почвообразования II 175—176
Ароматическое ядро I 306
Археоптерисовая флора I 118
Аскомицеты I 241, см. Грибы почвенные
Атмосферные осадки I 173—182
Ацидоиды I 367
Аэрация почв I 321, 422—423; II 137, 255, 329, 330, 361, 363
Аэробное разложение, см. Гумификация

Базидиомицеты I 241
Базоиды I 368
Бактерии I 109, 119, 239, 240, 242—245, 247, 335
Баланс веществ I 139, 142, 143; II 73, 189, 388, 406, 407, 408
Баланс веществ при выветривании II 112—114
— промывной (отрицательный) II 113—114
— накопительный (положительный) II 113—114, 334, 335
— промежуточный II 113—114

Баланс грунтовых вод II 48—67
— вековой II 50
— периодический II 50
— годичный II 50
— межполивной II 50
Баланс грунтовых вод засушливых районов II 61—67
— установившийся компенсированный II 61—63
— неустановившийся положительно декомпенсированный II 63
— неустановившийся отрицательно декомпенсированный II 64—67
Баланс почвообразования II 68—78
Баланс энергии I 140—143
Бамбук II 274
Белковые вещества (протеины) I 302
Бемит I 285; II 102
Бесструктурные почвы I 331, 333
Биоацидификация остаточной коры выветривания II 268
Биогенные вещества I 100, 101
Биогенность элементов II 128
— почв I 245
— пойменно-дельтовых почв II 331—334
Биогеохимические зоны и провинции I 101
Биогеохимические функции организмов I 108—113
— восстановления I 109
— газообмена I 108—109
— концентрации и выделения солей кальция I 110
— концентрации элементов из рассеянного состояния I 110
— окисления I 109
— синтеза и разложения органического вещества I 110—111
Биогеохимия I 99
Биогеоценозы I 7, 101, 102, 127, 135, 136, 156, 157, 161, 230, 231, 246
Биогеоэнергетика I 158
Биокосное вещество I 100
Биологическая продуктивность I 157
Биологические свойства почв I 30
Биологический круговорот веществ I 85, 99—125, 141, 157, 228, 229, 230, 239; II 117, 281, 282, 286, 287, 288, 301, 331, 332, 339, 349, 356, 357, 358, 407
— углерода I 137
Биологическое испарение II 45
Биомасса I 103, 139, 157, 177, 224, 230, 231, 232, 234, 235, 246; II 237, 245, 248, 249, 252, 269, 276
Биопродуктивиость лесов II 270
Биосфера I 5, 7, 12, 93, 94, 99—102, 104, 105, 133, 134, 156, 157, 158, 239, 246
Биотический этап формирования земной коры I 86, 94
Биофилы I 107
Биохимическое (биологическое) выветривание I 239; II 95—96
Боронование I 344; II 37
Бурые лесные почвы I 362; II 71, 265, 286, 398—400
Буферность почв I 418—420
Вады I 284
Вековая мерзлота I 173, 185; II 19, 317
Великое материковое оледенение II 385, 386
Вермикулит I 291
Вернадит I 284
Вертикальная зональность I 167, 168
Вертикальная миграция и распределение продуктов выветривания и почвообразования II 154—155
Вертисоли II 294, 296
Верховодка сезонная («висячая») II 48
Включения I 41—42
Вирусы I 115, 240, 245—246
Влажность разрыва сплошности капилляров (ВРК) II 16
Внутренняя энергия газовой смеси I 150
— живого вещества I 150
— минеральной части почв I 147—149, 151
— почв I 140, 150, 152, 153, 154, 156
— почвенной воды I 137, 149
— почвенного воздуха I 149—150
Водная геохимическая подвижность продуктов выветривания и почвообразования II 131—135
Водорастворимые минералы I 294—295
Водные свойства почв I 39
Водный режим почв I 72, 321, 330; II 68—78
Водоотдача грунта II 24
Водоподъемная способность почв I 351
Водопроницаемость I 325, 356, 359; II 38, 39, 42, 359, 363
Водоросли I 115—116, 125, 240; II 235, 236, 237, 238, 243
Водоудерживающая способность почв II 20—28, 31
Воздух почвенный I 149, 244, 420—431; II 328
Воздухоемкость I 332
Воздухопроводимость I 333
Воздухопроницаемость I 332, 423—424
Воздушный режим почв I 330, 430—431
Возраст почв I 85, 86, 250, 254, 266
— абсолютный I 249, 255—256
— относительный I 249
Воска I 304
Вспашка глубокая I 322, 326, 343, 428; II 42
Вторичные минералы
— осадочных пород и почв I 283—295
— аморфные и скрытокристаллические 283—287
Выветрелость породы II 105—108
Выветривание минералов и пород II 81—116
— физическое II 85
— химическое II 85
— биологическое II 85, 95
— стадии II 109—110
Выпотной режим, см. Испарительный гидроморфный режим
Вулканизм, вулканы I 142, 208—212, 214, 216, 217; II 49
Вулканические почвы I 212; II 416

Газовые эффузии I 142
Галлуазит I 290
Галофиты II 285, 289
Гармиролиз II 82
Гели, гидрогели I 363, 364, 365, 374, 375, 376
Гематит I 284; II 102
Геологический круговорот веществ I 75, 81—98, 105, 141; II 81, 117, 315, 406
Геохимическая концентрация вещества I 214—219
Геохимические барьеры II 222—215
Геохимический вынос элементов корневого питания I 229
Геохимия микроэлементов в почвах и коре выветривания II 199—231
Геохимия почвообразовательных процессов II 117—231
Гиббсит I 285
Гидраргиллит, см. Гиббсит
Гидратация ангидрита II 88
— катионов I 383—384
Гидрозоли I 363—364, 365, 371, 373
Гидролиз алюмосиликатов II 89
— карбонатов кальция II 88—89
Гидролитическая кислотность, см. Кислотность почв
Гидрология почвенная, см. Водный режим почв
Гидроморфизм, гидроморфность I 251, 272, 273; II 296, 321—325
Гидроморфное почвообразование, см. Почвообразование в гидроморфных условиях
Гидроморфные ландшафты, см. Ландшафты
Гидроморфные почвы I 24, 25; II 72, 340, 387—389
Гидроморфный промывной режим II 71—73
Гидроморфный тип баланса веществ II 388
Гидротермический режим I 185
Гипергенез I 141; II 85, 132
Гипсование I 343, 399, 401, 419; II 137, 349
Глеевый горизонт, см. Горизонты почвенные
Глинные минералы I 288—293, см. Алюмосиликаты
Глинование I 359
Глинообразование I 85
Голосеменные растения I 118, 119, 125
Горизонтальная зональность I 167
Горизонты почвенные I 21—26, 43—46
— подстилка I 22
— неразложившегося торфа I 22
— гумусовый I 22, 43, 181, 211, 213—214, 222, 229, 233; II 273, 338
— элювиальный I 22, 45
— иллювиальный I 22, 72, 253, 372
— гидрогенной аккумуляции I 22
— глеевый I 22, 432; II 328
Горные почвы I 25
Гравитационная вода II 17, 37—43
Гранулометрические показатели I 356—357
Гранулометрический состав почв I 345—359
Грибы почвенные I 241—242, 247, 336; II 238, 243
Грифоны I 216; II 49
Грунтовые и почвенные воды I 73, 164—165, 177; II 18—19, 321—325
Гумин I 257, 258, 309—310
Гуминовые кислоты I 113, 227, 257, 296, 298, 299—301, 303, 304—307, 311, 312, 314—315, 317, 410; II 275
Гумификация I 139, 140, 180, 248, 257, 306; II 239, 250, 349
Гумус, гумусовые вещества I 14, 29, 53, 54, 63, 74, 103, 110, 112, 132, 139, 140, 145, 151, 223, 228, 240, 241, 247, 252, 258, 259, 260, 261, 262, 263, 296, 298, 299, 300, 310, 311, 313, 314, 315—319, 320—321, 335, 336, 352, 386; II 273, 292, 296, 299, 316, 361
Гумусовая оболочка I 93, 103, 111, 139, 165
Гумусовые кислоты I 93, 299, 311, 314, 318, 369, 385
Гумусовые коллоиды I 373
Гумусовый горизонт, см. Горизонты почвенные
Гумусонакопление I 139, 262; II 291
Гумусообразование I 54, 111, 177, 233, 240, 241, 257, 297—298; II 239, 273, 361

Двухслойные силикаты I 288—290
Дебазация II 97
Дегидратация I 334, 339
Декарбонатизация II 92, 329
Декомпенсация грунтовых вод II 55—56
Дельты I 202, 203; II 309—334
Делювий склонов и подгорных равнин I 201—202
Денитрификация I 441; II 359
Дерновый почвообразовательный процесс, см. Почвообразование под покровом травянистой растительности
Дерновые почвы II 274
Десиликация II 93—95, 103, 106, 139
Десорбция катионов I 385
Дейтеромицеты I 241
Диагенез II 336
Диаспор I 285
Динамика грунтовых вод II 48—67
Диспергирование почвенных коллоидов I 335, 387
Дисперсность веществ I 378, 418; II 118—119
Дисперсные системы I 362—365, см. Суспензии, Гидрозоли, Гели
Дифференциальная порозность I 325
Дифференциация продуктов выветривания и почвообразования на Русской равнине II 188—199
— пояс геохимической аккумуляции железа и его спутников II 195—197
— пояс геохимической аккумуляции марганца и его спутников II 195—197
— пояс геохимической аккумуляции кремния II 197
— пояс карбонатной аккумуляции II 197
— пояс карбонатно-сульфатной аккумуляции II 197—199
Дождевание I 379
Доломитизация II 104, 105

Дренаж I 251, 326, 359, 407, 416, 423, 428; II 37, 43, 56, 64, 71, 147
Дубильные вещества I 304

Единый почвообразовательный процесс I 75, 251
Емкость поглощения I 384, 385, 386, 388, 401; II 296

Живое вещество I 84, 93, 94, 101, 102—108, 112, 113, 123, 156
Жиры I 303

Заболачивание, заболоченные почвы I 214, 341; II 23, 33, 36, 41, 56, 61, 64, 65, 144, 160
Залежь, залежные земли I 340, 341
Замерзание почвы I 183—184
Засоление, засоленные почвы I 64, 62, 73, 214, 218, 332, 338, 341; II 13, 15, 23, 28, 33, 35, 41, 56, 59, 61, 64, 160, 395—397, 415—416
Застудневание почвенных коллоидов I 374—375
Земноводное почвообразование II 338—344
Зольность, зольные вещества I 55, 56, 112, 118, 120, 122, 226, 229, 304; II 239, 244, 245, 246, 257, 258, 259, 260, 274, 279, 280, 281, 284, 287, 288, 355, 356, 357, 358
Зоомасса, зообиомасса I 230, 231, 246; II 270
Зоны выклинивания II 49
— почвенные I 75
Зрелые почвы I 254

Известкование I 163, 321, 343, 376, 399, 401, 415—416, 419, 430; II 137, 147
Иллит I 291—292; II 102, 275
Иллювиальный горизонт, см. Горизонты почвенные
Индикаторы I 74, 242, 244; II 99, 127
Инфильтрация II 51—52
Ирригационные системы, каналы I 328, 329, 330, 392, 396; II 41, 42, 59
Ископаемые почвы, см. Погребенные почвы
Испарение грунтовых вод II 56—59
— почвенной влаги II 43—45
Испарительный автоморфный режим II 74—75
— гидроморфный режим II 73—74
Истинные бактерии, см. Бактерии
Истинный удельный вес почвы I 322
Историческое почвоведение I 162
Истрия почвоведения I 47—77

Кайнофитовая флора I 119
Каирное неполивное земледелие II 36
Кальциевый мюль I 319
— торф I 319
Каолинит I 16, 288—290; II 102
Каолинитовые почвы II 411—412
Капиллярная влагоемкость (КВ) II 20—22, 24
— воздухоемкость I 422
— скважность I 324; II 21
Капиллярная вода II 10—17, 32—37
— капиллярно-подпертая II 13, 14, 34—35
— капиллярно-подвешенная II 14—15, 21, 35
— капиллярно-посаженная II 15—16, 22
— дискретная II 16
Капиллярная кайма I 164; II 14, 49, 57
Капиллярная конденсация парообразной воды II 30
Капиллярно-грунтовое увлажнение II 344—347
Капиллярный гистерезис II 11
— потенциал II 12
— сброс II 13
Карбонатизация II 89—91
Карты почвенные I 58, 62, 70, 75; II 418—428
Катионная поглотительная способность I 370
Кварц I 282, 285—286
Кислород в почве 426
Кислование I 401, 416; II 137
Кислотность почв I 412—415
— потенциальная I 413
— активная (актуальная) I 413
— обменная I 414
— гидролитическая I 414, 415
Кислоты I 409—410
Кислые магматические породы I 193
Кислый торф I 319
Классификация почв I 59, 60, 61, 63, 64; II 380—383
— географо-генетическая II 381—382
— профильно-генетическая II 382
— эволюционно-генетическая II 382—383
Классификация почв по механическому составу I 354—356
— культурных почв II 373—374
Климакс почв I 253
Климатические пояса и области I 188—191
Коагуляция почвенных коллоидов I 334, 335, 337, 338, 339, 371—374
Коллоиды почвенные I 340—376
Кольматаж I 359, 396; II 335, 337, 338
Комковато-зернистая структура, см. Агрономически ценная структура
Компонентная влага I 137, 155
Конденсация атмосферных паров на почве II 29
— водяных паров в почве II 30
Континентальное соленакопление II 396—397
Копрофаги I 233
Кора выветривания аллитная I 253; II 400—402
Кора выветривания, ее типы I 57, 71, 82, 93, 118, 141; II 81—116
— элювиальный II 99, 102, 113, 138
— транзитный (промежуточный) II 114, 115
— аккумулятивный II 108, 114, 115, 316
Коркообразование I 328
Корреляция номенклатур почв мира II 425—428

Корунд I 285
Космическая радиация I 165
Коэффициент водной миграции II 131
— водоотдачи II 18, 24
— впитывания II 39—40
— завядания (КЗ) II 25, 27, 28
— накопления микроэлементов II 221
— структурности I 331
— транспирации II 46
— увлажнения I 179; II 409
— фильтрации I 351; II 40
Кремни I 287
Кристаллизационная вода II 7, 8
Кристаллические вторичные минералы I 288—293
Критическая глубина залегания минерализованных грунтовых вод II 58
Кротовины I 274
Кротовый дренаж, см. Дренаж
Культурные растения II 352, 353, 356, 371
Культурный процесс почвообразования II 349

Ландшафты почвенно-геохимические II 183—187
— автоморфные, автономные II 184
— аккумулятивные II 49, 101, 145, 146, 147, 185—187
— гидроморфные (капиллярно-гидроморфные, супераквальные) II 184
Легкорастворимые продукты выветривания II 101
Ледники и приледниковые отложения I 206—207
Лесная подстилка I 227, 404; II 261—265, 270
Лесная растительность I 120; II 252—268
Лесные ценозы, биогеоценозы II 253—261
Лёссы и лёссовидные суглинки I 202, 204, 207, 212, 235, 236, 273, 329; II 16, 17
Лигнин I 297, 303
Лизиметры I 402—403
Лимонит I 284
Литофильные организмы I 118; II 235—251
Лишайники II 238—243
Луговые почвы I 274, 337, 339—344; II 60, 73, 75, 332, 339, 343

Магматические породы I 83, 192—195
Магнетит I 284
Макроструктурные агрегаты I 331
Макрофауна I 232
Максимальная гигроскопичность I 402; II 7, 9, 26—27
— молекулярная влагоемкость I 351, 352, 402; II 25—26
Малый биологический круговорот I 71, 75, 115, 222, 229
Мальтузианство, неомальтузианство I 18, 19, 20, 31—32
Манганит I 284
Массивно-кристаллические породы, см. Магматические породы
Массообмен I 129, 130, 132, 134, 143, 154, 156
Массообменный параметр I 136, 137, 142, 143
Матрица II 105
Мегафауна I 232
Мезофауна I 232, 233; II 332
Мезофитовая флора I 119
Мелиорация засоленных почв I 68
— кислых почв I 163, 321, 343, 381, 399, 401, 415, 416
— содовых почв II 137
— солонцовых почв I 68
Мерзлотные почвы II 77—78
Мерзлотный тип водного режима почв II 77—78
Мертвый запас влаги II 26
Метаморфизм II 82
Метаморфические породы I 83, 195—196
Метасоматоз I 130
Метасиликаты I 278
Методы почвенных исследований I 33—34
— историко-геоморфологический I 33
— почвенно-геохимический I 33
— профильный I 33
— морфологический I 33
— картографический I 33—34
— стационарный I 34
— лабораторно-экспериментальный I 34
— вегетационных сосудов I 34
— почвенных моделей I 34
Механическая обработка почв II 359—363
Механический состав почв I 42, 345—346
Миграционная способность веществ II 118
Миграция минеральных соединений
— железа, марганца, алюминия II 144—149
— кремния II 138—144
Миграция микроэлементов II 204—212
— биогенная I 100; II 208—210
— водная II 205—208
— воздушная II 210—212
— на суше II 204—205
Микориза I 242
Микроагрегатный состав почв I 346
Микробиомасса, см. Биомасса
Микробный ценоз II 237
Микроорганизмы I 104, 109, 112, 223, 239, 246, 336
Микроструктурные агрегаты I 331
Микрофауна I 232, 246
Микроэлементы II 199—229
Минералы твердой фазы почв I 277—295
Мировая почвенная карта II 418—428
Мировой океан I 13, 14, 91, 93, 96, 113, 175, 185; II 104, 150, 178, 181, 385, 387
Многолетние травы I 328, 341, 342, 343, 344, 345, 388; II 36, 42
Модер I 319
Мор I 319
Монтмориллонит I 290—291, 313, 370; II 102, 275
Монтмориллонитовые почвы II 415
Морфология почв I 35—46
— окраска I 36
— структура I 37
— сложение I 39
— водные свойства I 39
— новообразования I 39

— включения I 41
— механический состав I 42
— почв, измененных культурой I 43
Мульчирование II 36, 44
Мхи I 122; II 243—250

Набухание почвенных коллоидов I 370
Наименьшая влагоемкость (НВ) II 21
Намывной водный режим почв II 75—77
Напорные глубинные минерализованные воды I 219—221
Наскальные микроорганизмы, см. Литофильные организмы
Насыщенность почвы основаниями I 385
Начальное почвообразование II 337
Незрелые почвы I 254
Нейтральные монтмориллонитовые почвы II 415
— сиаллитные почвы II 413—415
Некапиллярная воздухоемкость I 422
Некрофаги I 233
Ненасыщенность почвы основаниями I 385
Неотектоника I 212—214
Непочвенные образования II 416
Нефелин I 282
Нефтяные воды I 218
Нитрификация I 441, 442; II 359
Новообразования I 39
Номенклатура почв II 377—379, 418—428

Обвалование II 346
Обводнение I 220
Обжиг почв I 343
Обменная поглотительная способность I 381
— кислотность, см. Кислотность почв
Обменное поглощение ионов I 376
Обменные катионы I 389, 410—411; II 38
Обменные реакции II 96
Общие свойства почв I 21—32
— неоднородность по вертикали I 21—26
— однотипность в пределах одинаковых форм рельефа I 26—28
— взаимосвязь с географической средой I 28
Объемный вес почвы I 322—324
Оглеение I 181; II 39, 160, 329
Оглинение I 41; II 152, 293
Озерно-болотные отложения I 205
Окислительно-восстановительные системы I 437—443
— обратимые I 437—441
— необратимые I 441—443
Окислительно-восстановительные условия II 125—127, 325
Окислительно-восстановительный потенциал (ОВП) I 432—444; II 126, 325
Окремнение II 105
Окультуривание почв II 330, 365—373
— кислых подзолистых почв I 68
Оледенение I 185, 186, 187, 207
Оливины I 281
Олуговение II 282
Опал I 286
Оподзоливание I 298
Опреснение I 60
Оптимальная влажность структурообразования II 362
Органические кислоты I 93, 113, 227, 304, 314
Органическое вещество почв I 223, 224, 226, 227, 228, 229, 230, 233, 240, 241, 246, 296—321, 335, 336, 339, 340—342, 345, 386, 404; II 122—123, 273
Органогены, см. Живое вещество
Орошение, орошаемое земледелие I 163, 164, 203, 204, 207, 220, 230, 278, 326, 328, 330, 332, 338, 339, 341, 344, 359, 392, 423, 435; II 12, 13, 23, 28, 29, 36, 37, 38, 41, 42, 45, 65, 330, 349
Ортосиликаты I 278
Оруденение II 329
Осадконакопление I 255; II 317—319, 338
Осадочные почвообразующие породы I 82, 83, 84, 196—207
— континентальные I 197
— морские I 196—197.
— механические наносы I 197—198
— химические осадки I 198—199
— органогенные породы I 199
Осолонцевание II 285, 289
Остепнение I 121, 162, 252; II 282, 286, 290
Осушение I 163, 220, 407, 424; II 17, 28, 29, 36, 65, 337, 349
Относительный объемный вес I 323
Отрицательная адсорбция электролитов I 380
— хлоридов I 381
Отрицательное капиллярное давление II 10

Палеоавтоморфные почвы I 280
Палеогидроморфизм, палеогидроморфность I 272, 274; II 346
Палеогидроморфные почвы I 24, 25, 31—33, 273; II 75, 347—389
Палеопочвы, см. Погребенные почвы
Папоротники I 117, 118, 125
Парообразная вода II 7, 29—31
Пахотный слой I 333, 341, 343, 344, 345, 359; II 359, 360
Педогеохимия минеральных соединений I 219; II 137—155
Педосфера, см. Почвенный покров
Пептизация почвенных коллоидов I 339, 340, 370—371, 372, 376
Первичное биогеохимическое выветривание горных пород I 115
Первичные минералы почв I 277, 280—283
Первичный почвообразовательный процесс I 115, 117; II 235, 237, 243, 249, 250, 251, 300, 301
Перегар, см. Термические пары
Перегной, см. Гумус
Перераспределение продуктов выветривания и почвообразования II 155—275
— делювиально-пролювиальными водами II 155—256
— почвенно-грунтовыми водами I 157—163
— речными водами II 164—175
Пескование I 326, 359

Пироксены I 278, 281
Пиролюзит I 284
Плазма II 105
Планировка полей I 164; II 348
Плантаж I 323, 326, 359, 423; II 43
Пленочная вода II 25, 31, см. Физически связанная вода
Плодородие почв I 11, 13, 15, 16, 19, 20, 30—33, 52, 54, 55, 56, 74, 105, 114, 166, 199, 211, 212, 230, 237, 238, 247, 315, 330, 340, 344, 358, 376, 377, 399, 407, 419; II 42, 116, 293, 331, 340
Плотность почвы II 359, 361
Поверхностная энергия I 151
Поверхностное натяжение II 10, 11
Поглотительная способность почв I 177, 181, 211, 351, 377—401; II 104, 242, 249
— механическая I 395—396
— химическая I 396
— биологическая I 396; II 209
Поглощенные катионы I 254, 372, 389
Поглощение газов и паров I 378—379
— жидкостей I 379—380
— электролитов I 380—381
— катионов I 382—384
— ионов I 381—382
— анионов I 380, 391—395
Погребенные почвы I 257, 258, 266—271
Подбелы II 73
Подводное почвообразование I 117 272; II 335—338, 339
Подводные почвы II 336—338
Подводный режим, см. Намывной режим
Подземный боковой отток грунтовых вод II 54—56
Подземное орошение II 60
Подзолистые почвы II 43, 147, 265—268
Подзолообразование, подзолистый процесс II 265—268
Поемно-дельтовое почвообразование, см. Почвообразование в гидроморфных условиях
Пожнивные культуры I 342
Поймы II 303—334
Показатель дисперсности I 358
— микроструктурности I 358
— поглотительной способности I 384—385
— выветрелости породы II 105
Покрытосемянные растения I 121, 125
Полевая влагоемкость I 344; II 21, 23
Полевые шпаты I 278, 281
Полив затоплением и напуском, см. Поливное земледелие
Полив по бороздам, см. Поливное земледелие
Поливная норма II 23, 35, 41
Поливное земледелие, поливы I 399, 344, 359; 379; II 11, 12, 13, 14, 22, 36, 38, 42, 44, 45, 58, 64
Полигенетические почвы I 249
Полидисперсные почвы I 348.
Полисиликаты I 278
Полная влагоемкость почв (ПВ) II 20
Положительная адсорбция электролитов I 380
Полойные равнины, см. Равнины
Порог коагуляции I 371
Порозность почв, см. Скважность почв
Поступления в грунтовые воды II 51—54
Потенциальная кислотность почв, см. Кислотность почв
Потенциальная продуктивность почв I 151—153
Потенциальное плодородие I 151; II 337
Поток энергии I 101, 102, 157
Почвенная гидрология, см. Водный режим
Почвенная фауна I 223, 230—238
Почвенно-ботанические экспедиции и исследования I 62
Почвенно-геохимнческие спутники II 135—137
Почвенно-геохимические ландшафты, см. Ландшафты
Почвенно-геохимические сообщества II 393—403
—аллитных почв II 400—402
— бурых лесных почв II 398—400
— засоленных и щелочных почв II 395—397
— кислых подзолистых почв II 397—398
— черных гумусовых монтмориллонитово-иллитовых почв II 394—395
— почв активных сейсмо-вулканических зон II 403
— почв, созданных в процессе хозяйственной деятельности человека II 403—404
Почвенный поглощающий комплекс I 378; II 283
Почвенный покров I 5, 7, 11, 12—18, 21, 63
— и биосфера I 13
— и атмосфера I 14
— и гидросфера I 14
— и литосфера I 14
— и хозяйственная деятельность человека I 15
— и инженерная геология I 17
— и медицина I 17—18
— и географическая среда I 28
Почвенный покров мира II 383—387
Почвенный этап формирования земной коры I 86
Почвообразование в гидроморфиых условиях II 301—347, 387, 389
— отложения аллювия и формирование рельефа водно-аккумулятивных равнин II 303—314
— новообразования в поймах и дельтах II 315—334
— в условиях мелководий II 335—338
— в земноводных условиях II 338—344
— в условиях капиллярно-грунтового увлажнения II 344—347
Почвообразование на скалах под покровом литофильной растительности I 118; II 235—251
— под влиянием наскальных микроорганизмов II 236—238
— под покровом лишайников II 238
— под покровом литофильных мхов II 243—250
— круговорот минеральных веществ под

литофильными растениями II 250—251
Почвообразование под покровом лесной растительности II 252—268
— лесные ценозы II 253—257
— круговорот минеральных веществ в лесных биогеоценозах II 257—261
— типы лесной растительности II 265—268
— лесная подстилка II 261—265
Почвообразование под покровом травянистой растительности I 118, 124; II 269—299
— биомасса, производимая травянистой растительностью II 270—278
— минеральный состав травянистых растений II 279—283
— сухие степи II 283—289
Предельная полевая влагоемкость II 21—24
Прибрежно-морские осадки I 205—206
— дельтовые отложения I 206
— внедельтовые отложения I 206
Примеси экологические I 107
— абсолютные I 107—108
Примитивные почвы II 244, 248, 249
Приморское засоление II 395
Продукты выветривания II 98—105
— остаточные первичные минералы II 98—99
— вторичные минералы II 98—100
— легкорастворимые продукты II 101
— синтез новых минералов II 101—105
— «матрица» II 105
Пролювий конусов выноса I 202
Промывки мелиоративные I 379, 407; II 13, 15, 38
Просадки лёссовых грунтов I 328—330
Простейшие I 232
Профиль почвенный I 23, 252, 274
— неразвитый I 23
— нормальный I 23
— нарушенный I 23
Псиломеланы I 284
Псилофиты I 117, 118

Развитые почвы, см. Зрелые почвы
Равнины аллювиальные I 96, 204; II 301
— бессточные I 98
— делювиальные I 202
— денудационные I 249
— платформенные I 96—98
— полойные II 305
— предгорные (пьедомонты) II 49
— пролювиальные I 202, 273
— седиментационные I 98
Радиационный баланс I 133, 134, 135, 169, 170; II 409
Радиоуглеродный метод определения возраста почв I 256—257
Раздробление горных пород II 86
Разрушение органического вещества I 247—248
— минералов организмами II 95
Районирование почвенное I 16, 166
Распределение продуктов выветривания и почвообразования на материках и в шельфовой зоне II 176—181
Рассоление II 60, 288
Растворение веществ II 86—88
Растворимость соединений II 119—122
Растворимые минералы I 278
Растворы почвенные I 29, 182—185, 332, 401—411
Реакция среды в процессе выветривания II 97—98, 123—125
Реликтовые признаки почв I 250, 252, 264, 271—274
Рендзины II 267
Ресиликация II 93—95, 102, 103, 149
Ризомасса II, 255, 271, 272, 275, 276, 278, 290
Ризосфера I 240, 436, 440; II 255, 349
Росообразование II 29
Рыхление почв I 326, 423; II 15, 35, 45

Саванны тропические II 293—299
Саморазвитие почв I 252—253
Сапрофаги I 233
Свободная вода I 402; II 17—19
— гравитационная II 17
— грунтовая II 18, 17
— лед II 18
— поверхностная II 19
Свободная энергия I 137, 153, 154, 156
Связанная вода, см. Физически и химически связанная вода
Севообороты I 339, 341, 388; II 36
Сезонная диинамика почв I 30—31
Сейсмотектонические активные зоны I 213
Семиавтотрофы I 244
Сероземы II 31, 38, 71, 286, 288
Сиаллитные почвы II 412—413, 413—415
Силикаты, см. Двухслойные, трехслойные и четырехслойные силикаты
Систематика типов почв II 411—417
Скальные микроорганизмы, см. Литофильные организмы
Скважность почв I 222, 324—328; II 359, 363
Слабощелочные монтмориллонитовые почвы II 415
— сиаллитные почвы II 413—415
Слюды, гидрослюды I 278—281
Смолы I 304
Солевой режим почв I 330; II 11
Соленакопление I, 16, 73, 173; II 47, 57, 59, 60, 283, 289 307, 312, 323, 336, 344
Соли почвенные I 408—409
Солнечная радиация I 133, 165, 169—173
Солоди II 73
Солонцеватость II, 286, 287
Солонцы, солонцовые почвы I 240, 338, 343; II 39, 43, 140, 282, 286
Солончаки, солончаковые почвы I 17, 226, 338, 343; II 8, 18, 36, 38, 57, 74, 136, 147
Соляные купола I 215, 216, 217
Сообщества почв, см. Почвенно-геохимические сообщества
Сопряженные геохимические ландшафты I 142
Специальные органогены I 107
Стадии процессов выветривания II 108—112
Староречья II 305, 321
Степной войлок II 271, 272, 358

Сток рек I 112; II 164—175
— твердый I 112; II 167
— химический I 112; II 169
Сток внутрипочвенный, временный, боковой II 157—158
— грунтовых вод постоянный II 158—163
Строение недр Земли I 81
Структурные агрегаты I 331, 337
Структурные почвы I 331, 333, 334—338
Структурообразование I 336
Субирригация, см. Подземное орошение
Сульфаты I 93
Сульфиды I 93, 409
Суммарное испарение I 155, 156; II 44, 46, 47, 61, 339
Суспензии I 362, 363, 365
Сухие дельты, см. Дельты

Таксономические единицы II 380—381, 409, 410
Такыры I 238, 240, 359; II 43, 71, 286, 287, 288
Тектогенез I 86
Тектонические этапы колебательных движений I 87—88
Тепловой режим почв I 172, 330, 333
Теплообмен I 131, 132, 143
Теплообменный параметр I 136
Теплота сгорания гумуса I 145
Термальная вода, источники I 142, 219—221
Термическая мелиорация, см. Обжиг
Термические пары I 343, 376
Термические пояса I 171, 172
Термический максимум I 186
— режим I 188
Термодинамика почвенной влаги I 132
Термодинамические законы I 129—132
Типы водного режима почв
— автоморфный, см. Автономный промывной режим
— гидроморфный, см. Гидроморфный промывной режим
— смывной, см. Эрозионно-промывной режим
Травосеяние I 321, 339, 344, 401, 430; II 15
Травянистая растительность I 121, 122, 123, 124, 125, 171, 250, 298, 337; II 269—299
Травянистые ценозы, агробиоценозы, биогеоценозы II 269, 270, 289
Транспирация воды I 183; II 46—47
Трехслойные силикаты I 290—292
Тундровые почвы I 273, 274
Турбулентная водопроницаемость II 37

Углеводы I 303
Углекислота в почве I 428—430
Углерод I 93
Удельный вес твердой фазы почв I 322
Удобрения минеральные I 55, 56, 163, 440; II 268, 363—365
— органические I 163, 237, 248, 320, 321, 340, 342, 359, 360, 388, 401, 403; II 297, 363—365
Ульминовая кислота I 298

Факторы почвообразования I 161
— время I 162, 249—274
— климат I 90—92, 165, 167—191
— организмы I 108—113, 163, 202—248
— рельеф I 26, 28, 163—164, 201
— горные породы I 165, 192—207
— глубинные факторы I 166, 208—221
Физическая спелость почвы I 343, 344, 376
Физические свойства почвы I 28—29, 61
Физически связанная вода
— прочносвязанная (гигроскопическая) I 402; II 8—9
— рыхлосвязанная (пленочная) II 9, 10 31
Фикомицеты I 241
Фильтрация воды II 41—42
Фитомасса, фитобиомасса I 11, 13, 101, 111, 139, 175, 180, 223, 225, 230, 231, 246; II 271, 289
Фитофаги I 233
Флювиогляциальные отложения I 207
Формации почвенно-геохимические II 390, 411—417
— кислых аллитных почв II 411
— кислых алитно-каолинитовых почв I 411
— кислых каолинитовых почв II 411
— кислых сиаллитных почв II 412
— нейтральных и слабощелочных сиаллитных почв II 413
— нейтральных и слабощелочных монтмориллонитовых почв II 415
— щелочных и засоленных почв II 415
— вулканических почв II 416
— непочвенных образований II 416
Формы воды в почвах II 7—19
Фосфор, фосфаты I 93
Фосфориты I 16
Фотосинтез I 12, 13, 101, 111, 112, 136, 139, 155, 176, 177, 212, 222, 224, 245; II 31, 337
Фракции механического состава почв I 346—354
— коллоидная I 349
— надколлоидная I 349
— глинистая I 349—350
— иловатая I 350
— пылеватая I 350
— песка I 350
— гравия I 350
— щебня и гальки I 351
Фульвокислоты I 113, 227, 257, 307—309, 312, 313, 315, 318, 321, 410; II 275

Халцедон I 287
Хамзофиты II 243
Хвощи I 117—118
Хелатизация металлов II 96
Химические свойства почв I 29—30
Химически связанная вода II 7, 8
Хисингерит I 287
Хлориты I 292
Хозяйственная деятельность человека I 43, 63, 162, 163, 165; 250; II 268, 278, 332, 334

Целина, целинные земли I 338, 340, 341; II 348, 365, 368, 371
Циклические колебания земной коры I 88—89
Циклы эрозии 251

Черноземы, черноземные почвы I 52, 274, 337, 341; II 31, 71, 267, 276. 290
Черные гумусовые монтмориллонитово-иллитовые почвы II 394—395
Четырехслойные силикаты I 292

Щелочность почв I 416—417
Щелочные почвы I 343; II 395—397, 415—416
— содового засоления II 397

Эвапотранспирация, см. Суммарное испарение
Эволюция почв I 250, 251, 253
Эквивалент влажности II 28
Экологические примеси I 107
Экологическая пирамида I 231
Экосистемы, см. Биогеоценозы
Эксудативный режим, см. Испарительный гидроморфный режим
Элементы водного режима II 29—47
Элювиальные почвы, см. Автоморфные почвы
Элювиальный горизоит, см. Горизонты почвенные
Элювий равнинных плато I 201
Энергетика почвообразования I 127—158
Энергетические затраты I 155
Энергетический баланс почвообразования I 130, 154—156
Энергетика экосистем I 156—158
— биосферы I 156—158
Энергетический поток I 138
Энергия живого вещества I 156
— поглощенных катионов I 383—384
— кристаллической решетки I 146, 147, 149, 151
Энтальпия I, 130, 132, 137
Энтропия I 131, 137, 153, 154, 156
Эоловые факторы выветривания и почвообразования II 128—131
Эрозия водная II 362
— ветровая I 333; II 362
Эрозионно-промывной (смывной) водный режим II 68—69
Эфемеры II 287

СОДЕРЖАНИЕ

Часть пятая

ВОДНЫЙ РЕЖИМ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ

Формы воды в почвах 7
Парообразная вода 7
Химически связанная и кристаллизационная вода 7
Физически связанная вода 8
Капиллярная вода 10
Свободная вода 17

Водоудерживающая способность почв 20
Полная влагоемкость почв (ПВ) 20
Капиллярная влагоемкость (КВ) 20
Максимальная молекулярная влагоемкость (ММВ) 25
Максимальная гигроскопичность (МГ) 26
Коэффициент завядания (КЗ) 27

Элементы водного режима почв 29
Движение и изменение состояния парообразной воды 29
Движение пленочной воды 31
Движение капиллярной воды 32
Движение гравитационной воды 37
Испарение почвенной влаги 43
Транспирация воды из почвы растениями 46

Динамика и баланс грунтовых вод 48
Элементы баланса грунтовых вод 50
Типы баланса грунтовых вод засушливых районов 61

Типы водного режима и баланс почвообразования 68
Эрозионно-промывной (смывной) режим 68
Промывной автоморфный режим 69
Промывной гидроморфный режим 71
Испарительный гидроморфный (выпотной, эксудативный) режим 73
Испарительный автоморфный режим 74
Намывной (амфибиальный, подводный) режим 75
Мерзлотный режим 77

ГЕОХИМИЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ И ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

Кора выветривания и почвообразование 81
Основные понятия и определения 81
Элементарные процессы выветривания минералов и пород 85
Продукты выветривания и их взаимодействие 98
Показатели степени выветрелости породы 105
Стадии и последовательность процессов выветривания 108
Типы коры выветривания 112

Геохимия почвообразовательных процессов 117
Факторы движения, перераспределения и накопления продуктов выветривания и почвообразования 117
Группы водной геохимической подвижности продуктов выветривания и почвообразования 131
Почвенно-геохимические спутники и антагонисты 135
Особенности педогеохимии важнейших минеральных соединений 137
Вертикальная миграция и перераспределение продуктов выветривания и почвообразования 154
Перераспределение продуктов выветривания и почвообразования делювиально-пролювиальными водами 155
Перераспределение продуктов выветривания и почвообразования почвенно-грунтовыми водами 157
Перераспределение продуктов выветривания и почвообразования речными водами 164
Ареалы аккумуляции продуктов выветривания и почвообразования 175
Закономерности распределения продуктов выветривания и почвообразования на материках и в шельфовой зоне 176
Геохимические взаимоотношения океана и почв 181
Почвенно-геохимические ландшафты 183
Схема дифференциации продуктов выветривания и почвообразования на Русской равнине 188
Геохимия микроэлементов в почвах и коре выветривания 199

Часть седьмая

ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА

Почвообразование на скалах под литофильной растительностью 235
Почвообразование под влиянием наскальных микроорганизмов 235
Почвообразование под покровом лишайников 238
Почвообразование под покровом литофильных мхов 243
Особенности круговорота минеральных веществ под литофильными растениями 250

Почвообразование под покровом лесной растительности 252
Особенности лесных ценозов как почвообразователей 253
Круговорот минеральных веществ в лесных биоценозах 257

Лесная подстилка, ее особенности и значение 261
Связь типов лесной растительности и почвообразования 265
Почвообразование под покровом травянистой растительности
(дерновый почвообразовательный процесс) 269
Биомасса, производимая травянистой растительностью 270
Минеральный состав травянистых растений и почвообразование 279
Роль растительности сухих степей в соленакоплении 283
Дерновый процесс в черноземных степях и прериях 289
Почвообразование в тропических саваннах 293
Почвообразование в гидроморфных условиях 300
Отложение аллювия и формирование рельефа водно-аккумулятивных равнин 303
Географические и геохимические особенности почвообразования в поймах и дельтах 315
Особенности гидроморфного почвообразовательного процесса 334
Образование и особенности культурных почв 348
Влияние культурных растений на почву 349
Влияние механической обработки на почву 359
Влияние удобрений на почву 363
Окультуривание почв 365
Методы изучения окультуренных почв 372
Классификация культурных почв 373

Часть восьмая

СИСТЕМАТИКА И КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЧВ МИРА

Номенклатура и классификация почв 377
Номенклатура почв, состояние проблемы 377
Общие проблемы классификации почв 380
Общие закономерности почвенного покрова мира 383
Современные особенности почвенного покрова суши 385
Почвенно-геохимические формации мира 390
Сообщество черных гумусовых монтмориллонитово-иллитовых почв 394
Сообщество засоленных и щелочных почв 395
Сообщество кислых подзолистых почв 397
Сообщество бурых лесных почв 398
Аллитная кора выветривания и сообщество аллитных почв 400
Сообщество почв активных сейсмо-вулканических зон 403
Почвы, созданные в процессе хозяйственной деятельности человека 403
Опыт историко-генетической классификации почв мира 405
Систематика почв суши земного шара 411
I. Формация кислых аллитных почв 411
II. Формация кислых аллитно-каолинитовых почв 411
III. Формация кислых каолинитовых почв 411
IV. Формация кислых сиаллитных почв 412
V. Формация нейтральных и слабощелочных сиаллитных почв 413

VI. Формация нейтральных и слабощелочных монтмориллонитовых почв 415
VII. Формация щелочных и засоленных почв 415
VIII. Формация вулканических почв 416
IX. Выходы горных пород и другие непочвенные образования 416

Легенда и международная номенклатура почв мира 418

Перечень почв к легенде почвенной карты мира, принятый IX Международным конгрессом почвоведов в 1968 г., с последующими поправками 1969 и 1970 гг. 421

Корреляция номенклатур почв мира 425

Литература 429

Предметный указатель 455

Виктор Абрамович Ковда
ОСНОВЫ УЧЕНИЯ О ПОЧВАХ
Книга 2

Утверждено к печати Научным советом по проблемам почвоведения и мелиорации почв АН СССР

Редакторы **В. Д. Васильевская, В. С. Муратова, А. А. Фролова**
Художник **Н. А. Седельников**
Художественный редактор **С. А. Литва**
Технический редактор **Л. Н. Золотухина**

Сдано в набор 15/XI 1972 г.
Подписано к печати 29/V 1973 г.
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага № 1. Усл. печ. л. 39,9.
Уч.-изд. л. 37,6. Тираж 4600. Т-04880. Тип. зак. 5271.
Цена 3 р. 07 к.

Издательство «Наука», 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», 121099 Москва Г-99, Шубинский пер., 10