

# **ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ** *почвообразовательные* **ПРОЦЕССЫ**



$$S=f(c, l, o, r, p, t)$$

«Наука»

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

# **ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ** *почвообразовательные* **ПРОЦЕССЫ**

Опыт концептуального анализа,  
характеристика, систематика



МОСКВА "НАУКА"

1992

Авторы:

Н.А. Караваева, В.О. Таргульян, А.Е.Черкинский, Л.К. Целищева,  
Р.Г. Грачева, Н.Я. Марголина, Б.А. Ильичев, С.В. Горячкин,  
А.Л. Александровский, Н.Б. Хитров, И.В. Замотаев, Е.И. Панкова,  
И.П. Айдаров, А.И. Ромашкевич, А.Г. Черняховский, А.Г. Бирина,  
А.И. Гоголев, А.Б. Розанов

Элементарные почвообразовательные процессы: Опыт концептуально-го анализа, характеристика, систематика. — М.: Наука, 1992. — 184 с. — ISBN 5-02-003846-6

В монографии обобщены современные представления об элементарных почвообразовательных процессах (ЭПП), показана роль концепции ЭПП как инструмента познания механизма педогенеза. Составлен наиболее полный в настоящее время список ЭПП. Дана попытка систематики и диагностики ЭПП, рассмотрены основные механизмы и факторы их формирования. Осуществлен опыт диагностики некоторых групп почв на основе описанных ЭПП.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов: почвоведов, экологов, географов, геоботаников, геохимиков и др., а также студентов вузов соответствующего профиля.

Табл. 5. Ил. 18. Библиогр.: 242 назв.

Elementary soil-forming processes: Approach to conceptual analysis, characteristics, systematics.

Contemporary concepts on soil-forming processes are generalized in this book. The vital role of elementary soil-forming processes (ESFPs) concept as an instrument of investigation of pedogenic mechanisms is shown. The most complete up-to-date list of ESFPs is presented. The approaches to systematics and diagnostics of ESFPs are demonstrated. Main factors and mechanisms of ESFPs formation are considered. Based on distinguished ESFPs the most distributed soil groups of the World were diagnosed.

Ответственные редакторы:

доктор географических наук *Н.А. Караваева*,  
доктор сельскохозяйственных наук, профессор *С.В. Зонн*

Рецензенты:

доктор географических наук *Т.Д. Морозова*,  
доктор сельскохозяйственных наук *В.Д. Тонконогов*

Редактор издательства *А.А. Фролова*

Э  $\frac{3702040000-097}{042(02)-92}$  612—92, I полугодие

© Издательство "Наука", 1992

ISBN 5-02-003846-6

## ОТ РЕДАКТОРА

Учение об элементарных почвенных процессах является фундаментальным вкладом академика И.П. Герасимова в науку о почве. Именно о почвенных, а не о почвообразовательных процессах, что не раз подчеркивал И.П. Герасимов. Наиболее ярко это учение было изложено в вышедшей после его ухода из жизни небольшой, но насыщенной множеством проблем, вопросов и разработок книге "Учение В.В. Докучаева и современность".

Несмотря на небольшой объем книги, в ней сконцентрированы решенные и нерешенные идеи и указаны пути их реализации будущими поколениями почвоведов. В этой книге на первое место была поставлена разработанная на основе элементарных почвенных процессов новая формула почвообразования: свойства почв ← процессы ← факторы почвообразования. Нам представляется, такая формула логична и соответствует общему направлению развития докучаевского, или, по И.П. Герасимову, новодокучаевского почвоведения.

Коллектив авторов предлагаемого труда задался целью продолжить и конкретизировать учение об элементарных почвообразовательных процессах (ЭПП), что несомненно полезно и необходимо сейчас, в трудный период развития нашей науки.

Вместе с тем поставленные задачи оказались и очень сложными. При их решении у самих авторов не было единой концепции. Так, например, ЭПП некоторыми авторами противопоставляются процессам внутрипочвенного выветривания. Различно понимание отдельных процессов — таких, как брюнификация и рубефикация. В некоторых случаях объем и понятие ЭПП существенно различны. Тем не менее, несмотря на дискуссионность или различное понимание ЭПП, нам представляется, что выход в свет данного труда будет полезным для дальнейшего развития докучаевского почвоведения.

В книге много нововведений, понятий и их трактовок, с которыми можно соглашаться и не соглашаться. Но тем не менее создается известная "база-платформа" для дальнейшего расширения и углубления теории ЭПП, соответствующей пониманию И.П. Герасимова.

*С.В. Зонн*

*Академику Иннокентию Петровичу Герасимову, заложившему фундаментальные основы теории элементарных почвообразовательных процессов, посвящается*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга была задумана давно, в конце 70-х годов. Идея ее создания явилась непосредственной реакцией на возрождение интереса к почвообразовательным процессам, стимулированное выходом в свет учебника по почвоведению академика И.П. Герасимова и М.А. Глазвской и особенно серии работ И.П. Герасимова, посвященных элементарным почвообразовательным процессам.

Теория почвообразовательного процесса и его пространственного (географического) многообразия была сформулирована еще В.В. Докучаевым и его коллегами и учениками, среди которых следует особенно отметить процессно-эволюционные идеи П.С. Коссовича. Основоположники науки почвоведения рассматривали процессы как необходимый, может быть главный инструмент познания почвенных тел и почвенного покрова, позволяющий наиболее полно и всесторонне понять и интерпретировать свойства изучаемых объектов, их генезис, современное, прошлое и будущее состояние.

Процессный подход, процессное "осмысление" вошли в обиход исследователей-почвоведов, стали неотъемлемой частью теории генетического докучаевского почвоведения. Нередко случается, что крупные, объективно правильные научные идеи сразу воспринимаются научной средой, широко используются и становятся само собой разумеющейся истиной. Однако при этом сама идея специально не разрабатывается, не углубляется, не развивается и как следствие — не превращается в концепцию, а, напротив, становится все более неопределенной, реализуясь бесчисленным множеством субъективных воплощений в научном творчестве разных ученых. По существу, такая судьба сложилась и у идеи о почвообразовательных процессах.

"Второму рождению" этой идеи в 70-е годы наша наука обязана академику И.П. Герасимову. По-видимому, это следует связывать с определенным историческим периодом развития почвоведения в мире и в частности в нашей стране. Можно выделить по крайней мере три особенности этого периода. Во-первых, это накопление нашей наукой очень большого запаса фактических знаний: новые, ранее не изучавшиеся почвы и почвенные покровы, часто трудно интерпретируемые с привычных, "классических" позиций (свойства почв  $\rightleftharpoons$  факторы почвообразования); новая, быстро совершенствующаяся методическая база науки — инструментальные, микроскопические и другие методы, аэрокосмическое изучение почвенного покрова, стационарные режимные наблюдения и др. Во-вторых, это существенный "крен" почвоведения в

область прикладных проблем, в сторону изучения трудных сельскохозяйственных и продовольственных ситуаций. Первое требовало разработки оригинальных исследовательских подходов для освоения и систематизации обширной новой научной информации; второе представляло серьезную опасность превращения фундаментальной естественноисторической науки о почве в прикладную дисциплину.

Обе названные выше особенности развития почвоведения в 70-е годы были присущи не только советскому, но и мировому почвоведению и географии почв. Но в советском почвоведении в это время обозначилось постепенное отставание от мирового уровня. Это было связано с общей социально-экономической и политической ситуацией в стране. Выходом из этой сложной для генетического почвоведения ситуации могли стать только фундаментальные идеи и концепции, обеспечивающие новый взлет науки, а также подъем ее социального престижа в прикладных областях и в деловых кругах общества. Докучаевское почвоведение, зародившееся в России, создало уже на заре своего существования богатейший идейный багаж, по существу, далеко еще не реализованный. Идея о почвообразовательных процессах является ценнейшей частью этого наследия. Возрождению и развитию этой идеи, стремлению превратить ее в стройную, "всеобщую" для докучаевского почвоведения научную концепцию об ЭПП были посвящены работы академика И.П. Герасимова в последний период его многообразного, богатого научного творчества.

Коллектив Лаборатории географии почв Института географии РАН, созданной по инициативе И.П. Герасимова, с конца 70-х годов стал заниматься разработкой концепции ЭПП. Первым опытом проверки действительности теоретического и практического применения этой концепции должна была стать монография, характеризующая основные типы почв страны с позиции ЭПП. Но этому замыслу не суждено было осуществиться в то время (надеемся, что это дело будущего), так как авторы столкнулись с серьезными трудностями. Большинство из них было связано с существенной неопределенностью самого понятия "элементарный почвообразовательный процесс". Возникла потребность "продвигнуться" и определиться прежде всего в теоретических основах концепции, создать представление о множестве ЭПП, необходимом и достаточном для генетического понимания и объяснения реального разнообразия почвенных тел и их географии, их связи с условиями среды, представить себе их общую систематику, внутреннее разделение и т.д.

Этому кругу вопросов и посвящена данная книга. Она написана в основном сотрудниками Лаборатории географии почв Института географии РАН. Труд по составлению глав о процессах миграции солей, осолонцевания, осолодения любезно согласилась взять на себя: доктор сельскохозяйственных наук Е.И. Панкова и кандидат сельскохозяйственных наук Н.Б. Хитров из Почвенного института им. В.В. Докучаева и кандидат сельскохозяйственных наук А.И. Гоголев из Одесского государственного университета.

В подготовке рукописи к печати (редактирование, подборка текстов) большое участие приняли сотрудники Лаборатории географии почв кандидаты географических наук Л.К. Целищева и Н.Я. Марголина; в

постоянной организационной работе — сотрудники той же лаборатории С.Н. Жариков и В.А. Чаплин. Авторский коллектив выражает всем им глубокую признательность.

Авторы этой книги понимают, что задача создания концепции ЭПП, определение сферы ее приложения и другие аспекты, с ней связанные, еще далеки от завершения. Проблема оказалась объективно очень сложной. Поэтому авторы не ставили своей целью унификацию описаний ЭПП, стандартизацию определений и понятий и т.д. Напротив, представлялось более полезным и перспективным на современном уровне знаний показать всю сложность проблемы, альтернативность или даже противоречивость точек зрения, неразработанность многих положений. Поэтому авторское оригинальное изложение и даже стиль разных текстов, по возможности, сохранены. Например, важнейшей проблеме — процессам трансформации минерального вещества почвы — посвящены две главы с изложением альтернативных позиций. Одна из них является последним завершенным трудом известного геолога, сотрудника Лаборатории географии почв, доктора геолого-минералогических наук А.Г. Черняховского.

Авторы должны признать, что писали эту книгу с большим интересом, но тем не менее очень далеки от удовлетворения проделанной работой. Многие вопросы остались без ответа; более того, ощущается, что множество вопросов еще даже не поставлено, а некоторые важные постулаты нашей науки нуждаются в серьезной проверке и переосмыслении.

Если при чтении книги такое же чувство возникнет и у читателя, если он начнет ставить перед собой, формулировать бесчисленные вопросы, пытаясь найти их решение, то авторы будут считать, что книга достигла поставленной цели.

## АНАЛИЗ КОНЦЕПЦИИ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ГЕНЕТИЧЕСКОМ ПОЧВОВЕДЕНИИ

В основе генетического почвоведения, созданного В.В. Докучаевым, лежат два фундаментальных принципа.

1. Почва есть самостоятельное естественноисторическое природное тело, объективно отличающееся от других природных тел строением, свойствами, законами образования (генезисом) и функционирования.

2. Почва как природное тело является функцией взаимодействия факторов-почвообразователей во времени, она есть результат достаточно длительного воздействия климата и живого вещества на поверхностные горные породы.

Однако еще В.В. Докучаеву и многим его ученикам и последователям (Глинка, 1927; Коссович, 1911; Неуструев, 1926; Захаров, 1927; Роде, 1947; Полынов, 1956; и др.) было ясно, что связь почвы со средой осуществляется благодаря почвообразовательному процессу, постепенно превращающему исходный геологический субстрат в самостоятельное природное тело — в почву. Так, почти одновременно с учением о почве родилось и учение о почвообразовательном процессе как передаточном "механизме" от факторов среды к свойствам почв.

Теория почвообразовательного процесса успешно развивалась в первой трети XX в. Было выделено несколько генетико-географических типов почвообразовательных процессов (подзолистый, солонцовый, латеритный, дерновый и т.д.), тесно связанных с определенными комбинациями факторов почвообразования. Эти процессы комплексные, сложные, так как включают всю сумму процессов, приводящих к образованию соответствующего генетического типа почв. По мере развития аналитических методов изучения почв и углубления знаний об их вещественном составе формировалось представление об "элементарных" составляющих почвообразовательного процесса.

Впервые наиболее четко оно было сформулировано С.С. Неуструевым в книге "Элементы географии почв" (1928). Он писал: "Почвообразовательный процесс не только неоднороден в различных условиях, но сам представляет сложное явление, составляющееся из элементарных процессов, отдельных физико-химических явлений: та или иная степень и направление разложения минеральной основы и органического вещества; аэробный или анаэробный характер разложения; те или иные черты почвообразования; энергия и направление выщелачивания, растворение и переносы и т.д." (с. 182). Неуструев разработал стройную систему процессов и явлений, характерных для основных генетических типов почв. Далее это учение было развито в работах С.А. Захарова.

А.А. Роде (1937, 1947, 1971) уточнил представление о многогообразии



процессов, объединив их в три крупные группы: "а) процессы обмена веществом и энергией между почвой и другими природными телами (процессы поступления в почву и выноса из нее); б) процессы превращения веществ и энергии, происходящие в самом почвенном теле; в) процессы передвижения веществ и энергии в почвенном теле" (1971, с. 13). По А.А. Роде, эти процессы являются универсальными для всех почв мира, и их совокупность составляет сущность общего почвообразовательного процесса.

Осознание процессов (в целом) как необходимого звена в докучаевской формуле свойства почв ← факторы почвообразования в 60—70-е годы было окончательно сформулировано И.П. Герасимовым (1973, 1975). В качестве фундаментальной формулы почвоведения он предложил использовать триаду: свойства ← процессы ← факторы. Все три звена этой триады позволяют понять законы генезиса и географии почв и предложить генетическую диагностику почв мира.

Таким образом, в советской почвенной литературе в 60—70-е годы общая задача исследования почвообразовательных процессов была поставлена вполне ясно. Одновременно для ее решения потребовалось расчлнить общий почвообразовательный процесс на составляющие процессы, доступные эмпирическому исследованию.

Подобное расчленение делалось и делается в теории и практике почвоведения на весьма различных уровнях. С одной стороны, выделялись генетико-географические, или типологические, группы процессов, формирующие почвенные тела (подзоло-, черноземо-, буроземообразовательный и др.) по принципу: один тип почв — один процесс. Такое разделение систематизировало наши знания, но большая сложность выявления этих процессов сохранялась. Эти макропроцессы выделялись лишь по группе (типу) почв, за образование которых они ответственны. Поэтому набор (совокупность) таких макропроцессов может меняться по мере изменения классификационного разделения почв мира.

С другой стороны, в почве изучается огромное количество различных простейших процессов, или микропроцессов (Роде, 1971): физических, химических, биологических на структурных уровнях кристаллов, молекул, атомов и даже ионов и радикалов. Общее количество таких микропроцессов настолько велико, что непосредственное изучение в почве многих из них представляет пока непреодолимые трудности. Основные из них следующие.

1. Большинство почв мира формируется достаточно долго — от сотен до сотен тысяч лет, поэтому непосредственное наблюдение и изучение почвообразования как связующего звена между факторами среды и свойствами почв на уровне микропроцессов невозможно.

2. Многие из микропроцессов еще неизвестны; одни "известны" по названию, но не вскрыты их механизмы; для других хотя и известны механизмы, но не ясна роль в образовании почвы.

3. Некоторые микропроцессы, действующие в почве, являются универсальными, т.е. имеют место в разнообразных природных телах и сферах; особенно это касается процессов на уровнях кристаллов, молекул, атомов и ионов.

Все сказанное выше не умаляет значения микропроцессов в теории

почвоведения, но вместе с тем заставляет искать в качестве основы для построения теории почвообразовательного процесса какие-то явления промежуточного иерархического уровня, лежащие между общими макропроцессами и микропроцессами. Нам не удалось найти в литературе строго и формально общего определения процессов на этом уровне.

По-видимому, возможны два пути формирования понятия об этом ранге процессов: первый — аксиоматический формальный, основанный на строгих представлениях об определенной иерархии всей совокупности процессов, происходящих в почве; второй — ассоциативный, основанный на анализе действующих представлений о почвообразовательных процессах, их списках и того конкретного содержания, которое вкладывается в понятие о том или другом процессе при расшифровке генезиса почв.

Первый путь возможен, но он никогда не был реализован. Второй более реалистичен, хотя и более эмпиричен. Суть его заключается в анализе реального смысла, вкладываемого в понятия о различных процессах, уже описанных для разных почв, и в обобщении результатов этого анализа. В настоящей работе делается попытка реализовать именно этот путь решения проблемы.

Для ясности дальнейшего изложения представляется необходимым уточнить используемую терминологию.

*Микропроцессы* (по Роде, 1971) — это наиболее простые и многочисленные процессы и явления в почвах, идущие на молекулярном, ионном, атомном и подобных уровнях. Как правило, они универсальны; дополнять их словом "почвообразовательный" вряд ли целесообразно.

*Типовые почвообразовательные процессы* (или почвообразовательные макропроцессы) — формируют почвы определенных генетических групп (или типов): подзолообразовательный, черноземный и др.

*Общий (или глобальный) почвообразовательный процесс* — формирует педосферу в целом.

*Элементарные почвообразовательные процессы (ЭПП)* — занимают промежуточный уровень между микропроцессами и типовыми процессами; их называют еще "частными", "признакообразующими", "специфическими". Слово "элементарные" указывает не на простоту этих процессов, а на то, что они являются более простыми элементами общего процесса и типовых макропроцессоров.

Итак, "элементарные почвообразовательные процессы", или сокращенно ЭПП. Что можно сказать о них на основе анализа их списков и определений (Герасимов, Глазовская, 1960; Роде, 1971; Герасимов, 1973, 1975; Боул и др., 1977; Розанов, 1983)?

Во-первых, что это такая группа процессов, из которых ни один взятый в отдельности не способен сформировать почву. ЭПП — это обязательно только составная часть (элемент) типового почвообразовательного процесса. В разных списках ЭПП их группировки близки: поступление вещества в почву, трансформация и миграция вещества в почве, вынос вещества за пределы почвы. Любая почва формируется тем или иным сочетанием конкретных ЭПП разных групп, но никогда не образуется ЭПП из одной только группы. Именно в этом проявляется "элементарность" этого уровня процессов — любой типовой почвообразовательный процесс составляется из комбинации более чем одного ЭПП.

Во-вторых, может быть, самая важная черта ЭПП в том, что это процессы, которые обязательно имеют своим конечным или промежуточным результатом изменение в твердой фазе почвообразующей породы или почвы. Ни в одном из действующих списков ЭПП нет такого процесса, который не имел бы подобного "твердофазного" результата — признака, маркирующего процесс.

Внимательно исследуя существующие списки ЭПП и их определения, нетрудно обнаружить, что в основе их в первую очередь лежат представления о результатах процессов и лишь во вторую — о сущности и механизме этих процессов.

Процессы, выделяемые в ранге ЭПП, в большинстве своем длительные, недоступные или труднодоступные экспериментальному наблюдению или воспроизведению *in vitro*. Именно поэтому правильное было бы сказать, что первоначальное представление о конкретных ЭПП есть не что иное, как простое утверждение, что наблюдаемое данное свойство почвы есть результат процесса его образования.

Набор этих признаков и свойств никогда не был строго регламентирован, он варьирует иногда весьма значительно, но в своей основе довольно постоянен. Это, по-видимому, и объясняет сравнительное сходство действующих списков ЭПП, которые, как уже указывалось, являются не чем иным, как попыткой найти процесс, соответствующий признаку.

От первого шага — осознания необходимости выделить признакообразующий ЭПП по результату его действия, делается второй шаг — строится гипотеза механизма этого ЭПП как сочетания ряда микропроцессов, т.е. процессов более "простого" ранга. В этом, нам кажется, заключается одно из важных достоинств концепции ЭПП: она подводит к осознанию механизмов явлений, заставляет переходить от регистрации и изучения свойств и факторов среды, которые могут быть выполнены чисто статистически и коррелятивно, к выдвижению гипотез о процессной сущности свойств почв и их связи с факторами среды.

Представляется необходимым поставить задачу так, что можно проверить некоторые узловые части гипотез (например: образование гумусоподобных веществ, синтез глинистых минералов, разрушение гипогенных силикатов, совместную миграцию Fe и гумуса и т.д.). Такая проверка и ее результаты позволяют постепенно совершенствовать и исправлять гипотезы о механизмах ЭПП и все более наполнять представление об ЭПП собственно процессным содержанием.

Идентификация многих ЭПП сложна еще и потому, что при образовании почв, как и других природных тел, имеет место полиморфизм и изоморфизм признаков (результатов) по отношению к процессам. Один и тот же ЭПП в зависимости от интенсивности и стадии развития может давать разные, т.е. полиморфные, признаки в почвах (например, стадийное глинообразование — разные минералы на разных стадиях или иллювиально-Al-Fe-гумусовый процесс, который может приводить или не приводить к образованию подзолистого горизонта). Вместе с тем один и тот же признак почвы может образовываться разными процессами, т.е. быть изоморфным (отбеление минеральной массы может быть результатом оглеения и окислительного гумусово-кислотного

элювиирования). Разнокачественность процессов, включаемых в списки ЭПП и реально используемых при генетических построениях, этим не ограничивается. Можно предложить своего рода группировку ЭПП по тому, как они сейчас понимаются в действующих списках.

1. ЭПП, которые выделяются по конечному или промежуточному результату, устойчиво фиксированному в твердой фазе почвы, без знания механизма, которым вызван результат. Обычно это новые ЭПП, выделение которых толкает на поиски их механизмов (например, процесс оподзоливания в 90-е годы XIX в.). Для таких ЭПП в принципе допускается любой возможный механизм, который может быть "придуман" путем мысленной комбинации микропроцессов или экспериментально воспроизведен.

2. ЭПП, для которых предполагается несколько (больше одного) альтернативных механизмов, приводящих к одному результату (например, гумусоаккумуляция, оглинение); в этом случае развитие знания приводит обычно к разделению одного ЭПП на несколько разных, если удается показать, что альтернативные механизмы реально существуют (синтетическое оглинение и стадийно-трансформационное оглинение), или к отбрасыванию альтернативных механизмов — гипотез, если они не подтверждаются.

3. ЭПП, которые выделяются не по механизму и даже не столько по результату, сколько по месту проявления результата в теле почвы (поверхностное, глубинное или грунтовое оглеение). Недостаточное знание сущности этих процессов заменяется указанием на место их проявления; после того, как механизмы будут выяснены, эти ЭПП могут быть объединены в один (если механизм один) или оставлены разделенными.

4. ЭПП, которые выделяются по результату и по среде, в которой этот результат сформирован; очевидно, и в этом случае незнание или неполное знание механизма подменяется указанием на среду в расчете, что в разной среде и сам процесс идет по-разному (гумусоаккумуляция в кислой и щелочной среде, оглинение в кислой и щелочной среде и т.д.).

5. ЭПП, которые выделяются по результату и фактору, обусловившему процесс (например, криогенные, биогенные и другие деформации почв).

6. ЭПП, которые выделяются по результату и по одному достаточно известному процессу, механизм которого ясен (стадиальная трансформация глин, физическое дробление минеральной массы, засоление и др.); это, видимо, наиболее "чистый" вариант ЭПП: один процесс — один результат.

7. ЭПП, которые включают серию результатов взаимосвязанной серии процессов, могут быть расчленены на ряд ЭПП по принципу: один процесс — один результат. Например, лессиваж как ЭПП включает: процессы мобилизации и диспергирования ила, процесс выноса и передвижения ила в суспензиях сквозь почвы и часто, но не всегда процесс иллювиальной аккумуляции ила. Все эти процессы достаточно сложны и вряд ли могут быть сведены к рангу микропроцессов, скорее это ЭПП, сопоставимые с такими ЭПП, как оглеение или окарбончивание; однако они включены в один составной ЭПП лессиважа, что указывает на неоднородность объема понятий внутри ранга ЭПП и возможность их деления на нескольких уровнях.

Все эти группы могут быть объединены в две крупные:

1. ЭПП, которые определяются по результату, без знания их механизма или с предположением о разных механизмах, вероятность которых еще не выяснена и не проверена.

2. ЭПП, которые определяются тоже по результату, но с вероятностью того, что этот результат вызывается определенным механизмом.

Ясно, что вторая группа ЭПП содержит знание о самом механизме и является в принципе наиболее желательной для формулировки представлений об ЭПП: мы знаем и процесс, и результат. Именно в этом случае раскрывается формула свойства ← процессы ← факторы на ее среднем процессном звене по существу.

Кроме этих двух групп процессов, существует еще одна, сравнительно малочисленная: ЭПП, сущность которых более или менее ясна и даже иногда воспроизведена экспериментально, но диагностические результаты которых или многозначны (например, оглеение), или с трудом распознаются в свойствах твердой фазы почв и трудно отделяются от результатов других процессов. Например, кислотный гидролиз глинистых силикатов, более или менее ясный по механизму, до сих пор не имеет прямой и однозначной диагностики в элювиальных горизонтах: уменьшение количества ила в этих горизонтах может быть связано и с другими явлениями (лессиваж, исходная двучленность породы).

В целом ясно, что понимание специфической почвенной сущности процессов достигается на основе знаний о микропроцессах. Идеалом является раскрытие процессной сущности каждого ЭПП как определенной комбинации различных микропроцессов (физических, химических, биологических и т.д.) с выявлением конкретного вклада каждого микропроцесса на протяжении длительного времени формирования конечного результата, диагностирующего данный ЭПП.

Однако такого знания мы, пожалуй, сейчас не имеем ни для одного ЭПП. Дело тут не только в том, чтобы правильно определить комбинацию микропроцессов, — она может быть определена. Гораздо труднее смоделировать длительную временную последовательность действия процессов и длительное накопление "микрорезультатов" их действия во времени. Ведь большинство свойств почв, диагностирующих ЭПП, формируется долго и потому крайне редко может быть воспроизведено в эксперименте. Поэтому полное экспериментальное воспроизведение на уровне микропроцессов большинства ЭПП и, следовательно, общего почвообразовательного процесса как комбинации ЭПП или невозможно, или очень трудно. Невозможность связана еще и с тем, что последовательность микропроцессов, слагающих ЭПП, уходящая в прошлое на сотни и тысячи лет, принципиально невозпроизводима однозначно.

Осознание этого заставляет с пониманием отнестись к противопоставлению указанных выше генерализованных групп ЭПП. Эти группы — просто разные уровни приближения к познанию механизмов почвообразования: все они содержат элементы гипотезы.

С этой же точки зрения важно, по возможности открыто, с четкой характеристикой реального знания попытаться определить каждый ЭПП в существующих списках, на основе которых производится генетическая диагностика основных типов почв страны и мира.

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТАРНОГО ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА И ОБЩАЯ СИСТЕМА ЭПП

Прежде чем перейти к трактовке конкретных механизмов, результатов и определения каждого ЭПП, попробуем резюмировать, что же такое элементарный почвообразовательный процесс.

Наши представления и о закончившихся, и о текущих сейчас ЭПП всегда опираются прежде всего на фактическое наличие и знание результата-признака почвы и лишь затем — на раскрытие сущности этого процесса путем "мысленной" или экспериментальной (или и той, и другой) комбинации микропроцессов и их временной последовательности. Так создается представление об ЭПП как о специфическом признакообразующем процессе в почвах.

В связи с этим следует вновь вернуться к вопросу о том, как соотнести число признаков и число ЭПП. Признаков и свойств почв, как известно, очень много. Означает ли это, что каждому из огромного множества свойств почв соответствует "свой" ЭПП — признакообразующий процесс? Ответ на этот вопрос не очевиден. В принципе нет никаких запретов для того, чтобы каждое фиксированное в твердой фазе почв свойство объяснялось "своим" процессом (при этом, конечно, надо учитывать и полиморфизм, и изоморфизм свойств по отношению к процессу).

Однако полный набор свойств почв никогда не изучается. В зависимости от целей исследования выделяется та или иная их группа. Для круга проблем генетико-географического почвоведения, которое во всем мире, независимо от различий в научных школах, определяется сходно, такая группа почвенных признаков и свойств в общем виде определена. Набор признаков, которые отбираются в почвах для генетических и географо-картографических целей, со временем меняется и пополняется, но он не случаен. Он в максимальной степени позволяет понять сущность связей в триаде: факторы → процессы → свойства; кроме того, эти признаки были отобраны 100-летним опытом генетического почвоведения как наиболее полно отражающие взаимодействие факторов почвообразования. Прежде всего это свойства, отвечающие за педогенные изменения основной массы материнской породы (гранулометрический, химический, минералогический состав); состояние органического вещества почвы (количество, запасы, состав гумуса и гумусовый профиль); характеристики почвенного поглощающего комплекса; свойства, отражающие морфологическую дифференциацию и организацию почвенной массы (цвет, структура, новообразования, разделение на горизонты и т.д.).

Строгие ограничения, правила и процедуры отбора основных диагностических признаков в почвоведении никогда не формулировались аксиоматически. Основным неявным правилом, по-видимому, является следующее: число и разнообразие ЭПП должны быть достаточными, чтобы при мысленной их комбинации сформировать генетические концепции о происхождении всех основных групп почв мира. При этом в каждой группе

должны быть процессно объяснены все основные свойства и комбинации почв. Если какие-то реально существующие свойства почв не получают процессного объяснения, это обычно вынуждает выделять новые ЭПП. Разделение почв по свойствам должно получать процессное толкование — вот основной стимул к пополнению и уточнению списка ЭПП. Естественно, что при таком подходе к ЭПП их количество не может быть стабильным, хотя какое-то центральное ядро остается почти неизменным. Наиболее полный список ЭПП как процессов, объясняющих реальное разнообразие почв, может быть получен только при процессном анализе всех генетических групп почв мира. Такая работа на уровне ЭПП, как нам известно, еще ни разу не была выполнена; обычно списки ЭПП опираются на какую-то выборку почв: региональную (почвы государств, природных регионов, материков) или типологическую (гумидные, аридные, кислые, засоленные и т.д.).

Однако сложность проблемы соответствия определенного признака определенному ЭПП не ограничивается только этим аспектом. Дело в том, что содержательный объем конкретных ЭПП сейчас существенно различен. Для некоторых ЭПП предполагается формирование в почве целой серии парагенетических признаков — результатов одного процесса (например, ЭПП оподзоливания и лессиважа предполагают образование признаков и в зонах элювиирования, и в зонах иллювиирования). Другие ЭПП понимаются уже: как образующие однородную группу признаков (например, глинообразование понимается как оглинивание, т.е. только накопление глины в почве).

Эти различия ставят еще одну проблему: даже если ограничиваться фиксированным набором признаков, должны ли мы жестко соблюдать правило "один признак — один ЭПП" или одному ЭПП может соответствовать серия парагенетических признаков? Более строгим представляется использование первого правила и как следствие разбиение составных "многопризнаковых" ЭПП на разные процессы (например, лессиваж — на процессы мобилизации вещества в суспензии, процессы миграции суспензий и процессы осаждения и аккумуляции их). Сейчас в действующих списках сосуществуют и "одно-", и "многопризнаковые" ЭПП.

Следует подчеркнуть, что опыт почвоведения в определении категорий и иерархии ЭПП явно недостаточен. Поэтому на современном уровне знаний попытка дать окончательные формулировки ЭПП, постулировать правила их выделения и ранжирования была бы преждевременной и затруднительной. Более того, подобная заявка могла бы сыграть и определенную негативную роль в дальнейшем развитии знания по этой фундаментальной проблеме. Более правильным на данном этапе представляется: а) систематизировать имеющиеся знания об ЭПП на основе предложенного выше определения (ЭПП — "твердофазный" признак почвы) и б) создать такую систему (перечень) ЭПП, которая позволила бы сделать максимально "работающими" современные представления о них.

Предлагаемая система ЭПП построена с учетом и на основании анализа всех позитивных идей, имеющихся в предшествующих работах.

## *Метаморфизм органического вещества*

Поступление органических остатков

Поверхностное

Внутрипочвенное

Трансформация органических остатков

Биогенная

Абиогенная

Гумификация

Минерализация

Органических остатков

Гумуса

Миграция продуктов гумификации. Комплексообразование

Гумусовая

Минерально-гумусовая

Иммобилизация гумусово-минеральных веществ

## *Метаморфизм минерального вещества*

Дезинтеграция (физическое дробление)

Гипсообразование

Карбонатизация

"Цветовая" трансформация оксидов железа: брЮнификация,

рубefикация

Глинообразование

Трансформация глинистых минералов

Разрушение глинистых силикатов

Ферралитизация

## *Переорганизация почвенной массы*

Оструктурирование почвенной массы

Коагуляционное

Биогенное

Компрессионно-гидротермическое

Педотурбации почвенной массы

Абиогенные

Гравитурбации

Криотурбации

Вертиурбации

Галотурбации

Биогенные

Зоотурбации

Фитотурбации

Антропогенные

Агротурбации

Технотурбации

## *Оглеение почвенной массы*

Оглеение (собственно), или восстановленный глей

Пятнистое оглеение, или окисленный глей

Сульфидное оглеение

Сульфатное оглеение

## *Миграция вещества*

Солевая

Засоление

Рассоление



## Осолонцевание-рассолонцевание

Осолонцевание

Рассолонцевание

Кальциевая

Выщелачивание

Огипсовывание

Окарбоначивание

Кремниевая

Десиликация

Силификация

Al-Fe — гумусовая

Al-Fe—гумусовое элювиирование

Al-Fe-гумусовое иллювиирование

Глессвая миграция Fe и Mn

Партлювация

Лессиваж

*Сегрегация и цементация вещества*

Окислительная (Fe, Mn, Al, гумус)

Кремниевая

Карбонатная

Гипсовая

Солевая

*Непедогенно поступление в почву и потеря почвой вещества*

Привнос — унос твердого вещества

Смыв делювиальный и флювиальный, деразия

Привнос текучими водами: делювиальный, пролювиальный, флювиальный

Выдувание мелкозема и солей, коррозия

Эоловый привнос мелкозема

Имппульверизация солей (в твердой и жидкой форме)

Привнос вулканической пыли

Солифлюкция и конжелифлюкция

Антропогенный привнос твердого вещества

Привнос — унос жидкого (растворенного) вещества

Унос с флювиальными водами

Привнос с приливно-нагонными и трансгрессивными морскими и озерными водами

Привнос с индустриальными, транспортными, ирригационными водами и др.

Привнос и сорбция в почве газообразных веществ

*Метаморфизм органического вещества* является весьма сложной и разнородной группой, в которой возможны разные пути внутренней группировки и подразделения ЭПП. Представляется необходимым, например, учитывать наличие или отсутствие связи процессов трансформации органического вещества и образующихся продуктов с минеральной частью почв, разделять аккумулятивный и миграционноспособный характер органических веществ, выделять определяющие критерии с учетом различий морфолого-биохимических форм органического вещества, механизмов их образования и др. В предлагаемой здесь систематике органо-генных ЭПП процессно-механизменному аспекту придается главное значение.

*Метаморфизм минерального вещества.* Это, возможно, самая обширная по разнообразию механизмов и результатов группа ЭПП. Основная труд-

ность ее выделения и внутреннего подразделения заключается в том, что большинство входящих в нее ЭПП не является специфически почвенным. Основной смысл изучения этих ЭПП состоит в выявлении различий свойств исходного и наблюдаемого при исследовании минерального вещества *in situ* в одном и том же месте почвенного тела и в воссоздании механизмов, объясняющих наблюдаемые изменения.

Приведем некоторые возможные группировки этих ЭПП.

1. По "судьбе" вещества: с его сохранением (например, рубефикация, окарбонирование и др.), частичной или полной его потерей (стадийная трансформация минералов, полное растворение некоторых минералов, солей и др.), приходом вещества (синтез силикатов из растворов, золь, гелей и др.).

2. По обстановкам, в которых могут совершаться ЭПП: сильнокислая хелювиальная, кислая элювиально-глеевая, кислая сернокислотная, карбонатная и др.

3. По минералогическим результатам: сульфатное вещество, аморфно-окисное, аллофановое, кристалло-окисное и др.

4. По геохимии (и отчасти минералогии) остаточных продуктов: сиалитные, тиальфферные, ферраллитные, солевые, карбонатные и др.

5. По механизмам процессов: растворение, гидролиз кислотный и щелочной, окисление, синтез, стадийная трансформация и др.

Нами выбраны два пути внутреннего разделения группы ЭПП метаморфизма минерального вещества. Они являются альтернативными, но в какой-то степени взаимодополняющими. Один из них достаточно традиционен и не имеет единой логики, хотя давно используется при генетико-географическом анализе почвенного профиля. В это разделение внесены некоторые дополнительные ЭПП (брюнификация, рубефикация), которые последние десятилетия широко используются при изучении почв. Кроме того, интерпретация традиционных процессов сделана на уровне современного знания.

Второй вариант определения и внутреннего разделения ЭПП метаморфизма минерального вещества представляет собой опыт реализации "формально-аксиоматического" подхода (см. гл. III), характеризующегося применением четкой логики и разработкой принципов иерархии. Введение в книгу двух альтернативных разработок представляется нам плодотворным приемом для развития научного знания по этой чрезвычайно сложной проблеме.

*Переорганизация (оструктуривание и педотурбации) почвенной массы* включает две группы ЭПП. Они различаются не только механизмами процессов, но и судьбой материала, образующего почвенный профиль. Процессы, относящиеся к первой группе (отструктуривание), протекают без существенного перемещения почвенной массы в пределах почвенного профиля, главным образом *in situ*. Для процессов второй группы (педотурбации) такое перемещение является неотъемлемой характеристикой и самого процесса, и его результата в твердой фазе почв.

*Оглеение почвенной массы* — это недостаточно изученная группа процессов и признаков в почвах. Более того, их широкое распространение в самых различных почвенных обстановках обуславливает не только разные механизмы ЭПП, но и обилие признаков, с ними связанных. Спе-

цифичность этих ЭПП заключается еще и в том, что некоторые одинаковые признаки могут быть сформированы как глеевыми процессами, так и без их участия, совсем другими ЭПП из групп метаморфизма минерального вещества или миграционных (изоморфизм признаков). Кроме того, ЭПП оглеения — типичные "двуединые" процессы, так как в большинстве случаев представляют собой тесное сопряжение восстановительных и окислительных явлений.

Указанные обстоятельства вынудили упростить разделение и идентификацию ЭПП оглеения, провести их на основе очевидных и проверенных на опыте признакообразующих результатов именно этих процессов.

*Миграция вещества в почве* — очень сложная и разнообразная группа, включающая ЭПП, различающиеся по механизмам, характеру вовлекаемого в миграцию вещества, результатам и объему явлений. Механизмы могут быть чисто физическими или механическими (например, засыпание почвенной массы по пустотам), химическими и физико-химическими (растворение, криогенные миграции и др.), биологическими. В миграциях участвуют не только разнообразные формы растворенного (истинные растворы, хелаты, органо-минеральные соединения и др.), но и твердого вещества. Крайне сложно вычленил один твердофазный признак как результат конкретного ЭПП. Здесь может быть несколько трудностей. Миграция может сопровождаться полным удалением вещества (тотальное элювиирование), и тогда, по существу, не признак, а его отсутствие свидетельствует о наличии какого-то ЭПП элювиирования в почве. Кроме того, миграционные процессы часто являются "двуедиными" и состоят из двух взаимосвязанных, но, по существу, противоположных явлений — элювиирования и иллювиирования (эта трудность существует и для ряда других групп ЭПП, в частности переорганизации и оглеения почвенной массы). В основу предлагаемой нами группировки ЭПП миграции положен химический состав перемещающегося вещества; для некоторых "двуединых" ЭПП удалось разделить также результаты элювиирования и иллювиирования (например, для ЭПП Al-Fe-гумусовой миграции).

*Сегрегация и цементация вещества* включает ЭПП, выделенные главным образом по химизму аккумулирующих продуктов. Можно предполагать, что возможности дальнейшего исследования этих ЭПП, их внутреннего подразделения и интерпретации далеко не исчерпаны. Это касается прежде всего морфолого-химических характеристик цементированных образований в почвах, механизмов ЭПП, реальное разнообразие которых, по-видимому, существенно больше и т.д.

*Непедогенное поступление и потеря почвой твердого вещества*, по существу, не являются специфическими почвенными процессами. Это геоморфологические и (или) геохимические процессы. Но значительная их часть в той или иной степени "вплетена" в почвообразование, а в некоторых случаях его определяет (например, в пойменных, маршевых, мангровых почвах и т.д.).

**ЭПП МЕТАМОРФИЗМА  
МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВЫ**

Как упоминалось, система данных ЭПП будет представлена здесь двумя альтернативными подходами — традиционным и "формально-аксиоматическим". Мы начинаем с традиционной системы ЭПП метаморфизма минерального вещества почвы, которую условно, на современном этапе развития наших знаний, можно представить восемью группами ЭПП.

**ДЕЗИНТЕГРАЦИЯ**

(физическое дробление, физическое выветривание)

*ЭПП дезинтеграции минерального материала — это измельчение пород любого состава, их обломков, минералов (первичных и вторичных) без изменения минералогического и химического составов, идущее в сочетании с различным по интенсивности физико-химическим изменением пород.* В случае изверженных пород измельчению подвергается материал, состоящий главным образом из первичных минералов, при дезинтеграции осадочных и метаморфических пород — материал, состоящий из первичных и вторичных минералов. Второй момент очень существен, так как, во-первых, указывает на возможность наследственного "оглинения" почвенного профиля, во-вторых — на разнообразие объектов дробления, каковыми могут быть гранулометрические фракции самой разной размерности.

ЭПП дезинтеграции сравнительно четко диагностируется только в почвах, содержащих тот или иной запас обломков пород любого состава, первичных минералов, крупноразмерных вторичных минералов и агрегатов вторичных минералов. Одним из диагностических признаков этого ЭПП могло бы явиться постепенное увеличение снизу вверх в профиле мелкозема и дисперсных фракций с параллельным уменьшением количества крупнозема. Но это "идеальный" случай. Достаточно часто в почвах действуют процессы, мешающие проявлению этого диагностического признака: мерзлотное вымораживание крупнозема к поверхности; плоскостная эрозия, уносящая дисперсные фракции мелкозема из поверхностного горизонта почв, и др.

Дезинтеграция минеральной массы осуществляется вследствие проявления температурного, морозного и гидратационного выветривания. Температурная дезинтеграция заключается в тепловом расширении и сжатии минеральных компонентов, что приводит к раскрытию трещин. Она определяется резкими амплитудами суточных температур воздуха, характерными для континентальных областей Земли. В условиях пустынь Средней Азии, например, ЭПП дезинтеграции приводит к разрушению пород до размерности 1 см. Породы разного минерального состава и разной крупности компонентов испытывают дезинтеграцию до материала разной размерности. В случае пород мономинерального состава ЭПП дезинтеграции может приводить к образованию частиц размером до 0,01—

0,001 мм. В большинстве случаев мощность температурно дезинтегрированной толщи не превышает 1 м. По-видимому, чем больше щебня в почве, тем более она приближается к условиям и интенсивности дезинтеграции плотной породы. С другой стороны, растительный покров может значительно сглаживать температурные колебания в почвах. Поэтому температурная дезинтеграция максимально проявляется в щебнистых, слабо защищенных растительностью почвах пустынь (Неустроев, 1913), приполярных территорий и в самых верхних горизонтах почв, содержащих достаточное количество обломочного материала. Последние в связи с расположением у дневной поверхности подвержены наиболее частым и резким температурным колебаниям.

Дезинтеграции способствует кристаллизация солей, характерная для сухостепных, полупустынных и пустынных почв мира. По экспериментальным данным Ж. Педро (цит. по: Милло, 1968), наибольшим расклинивающим действием обладают гипосульфит натрия и хлористый натрий.

Морозная дезинтеграция характерна для холодных тундровых и мерзлотных областей Земли. Она охватывает также весь спектр зон умеренного пояса вплоть до пустынь, а в субтропических и тропических поясах распространена в высокогорьях. Механизмом является расклинивающее действие замерзающей воды, идущее на фоне температурной дезинтеграции, или "температурных объемно-градиентных напряжений" (Черняховский, 1968). Считается, что при переходе воды в лед в трещинах развивается мощное расклинивающее давление, приводящее к разрушению пород на сравнительно крупные отдельности. Интенсивность морозного дезинтегрирующего воздействия уменьшается по мере увеличения дисперсности пород. В эпохи оледенений Земли морозное воздействие проявлялось на значительно больших площадях, чем сейчас, и способствовало образованию обширных покровов обломочных, в том числе мелкоземистых, отложений, служивших почвообразующими породами в период межледниковий (включая и современный период).

Названные выше процессы дезинтеграции пород, их обломков и отдельных минералов, как правило, действуют сопряженно с гидратацией. Механизм гидратации заключается в проникновении воды и образовании адсорбированных водных пленок в порах и трещинках пород и минералов, их давлении на стенки пор и трещин и соответственно в расклинивающем действии. Существует мнение, что в образовании щебнистого обломочного субстрата на земной поверхности, его размельчении до фракций песка и пыли огромная роль принадлежит именно расклинивающему действию воды. Гидратация проявляется практически во всех группах почв, в которых есть разрушенные обломки пород и первичные минералы, но главным образом — в почвах умеренного пояса, где менее выражены морозные воздействия и интенсивные химические преобразования.

По-видимому, можно считать, что скорость ЭПП дезинтеграции обломков пород и минералов в почвенных профилях достаточно высока. Имеющиеся экспериментальные данные позволяют лишь косвенно судить о скорости процесса, так как относятся главным образом к изучению его вне почвенного профиля и в условиях, значительно ускоряющих процесс дезинтеграции по сравнению с реальными условиями в почвах. Так,

полная дезинтеграция обломков гранита под воздействием гипосульфита натрия при температуре 70° достигалась через 3 мес. (Милло, 1968) и сопровождалась также химико-минералогическими преобразованиями. Более близок почвенным условиям опыт по скорости физической дезинтеграции гранита, предварительно раздробленного до размерности 2—4 мм (Гам же). После 30 лет фильтрации воды через этот материал только 8,7% первоначального материала осталось неразрушенным, 62% его превратилось в пылеватые фракции, а 2,4% — во фракцию меньше 0,002 мм.

Географически ЭПП дезинтеграции является повсеместным, он идет во всех почвах, где есть тот или иной резерв материала, способного к измельчению. С большой степенью условности можно говорить и о географии разных форм этого процесса, связанных с разными факторами, его вызывающими. Так, главным образом под влиянием температурных колебаний этот процесс совершается в равнинных и горных почвах подзолистого ряда, серых и бурых лесных, черноземах, каштановых; наиболее четко он маркируется в почвах аридных областей — серо-коричневых, бурых, полупустынных, серо-бурых пустынных. Однако для большинства почв мира, несомненно, имеет место сопряженный результат термического и гидратационного факторов дезинтеграции; для многих почв эти два фактора сочетаются с третьим — морозным воздействием.

В целом проблема физической дезинтеграции минерального материала в почвенных профилях мало исследована. Неясны скорости процесса, особенности механизма его проявления именно в собственно почвенной среде. Не удовлетворяет слабая разработанность диагностики.

### ГИПСООБРАЗОВАНИЕ

Формирование представлений о гипсообразовании — процессе автохтонного накопления гипса в почвах — имеет достаточно длительную историю. И.П. Герасимов (1937), И.Н. Антипов-Каратаев (1951), В.Н. Щербина (1952), А.Н. Розанов (1954) считали, что гипс так называемых гажевых или гажевых серо-коричневых почв является продуктом внутрипочвенного выветривания разнообразных пород, содержащих сульфиды (пирит) и сульфаты (язрозит, алунит). Весьма детально вопросы автохтонного гипсообразования рассмотрены Н.Г. Минашиной (1958). Ею показаны реакции, при которых идет образование гипса: пирита —  $2\text{FeS}_2 + 6\text{O}_2 + 3\text{H}_2\text{O} + 4\text{CaCO}_3 \rightarrow 2\text{Fe}(\text{OH})_3 + 4\text{CaSO}_4 + 4\text{CO}_2$ ; и язрозита —  $[3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O} \cdot 4\text{SO}_3 + 6\text{H}_2\text{O} \rightarrow 6\text{Fe}(\text{OH})_3 + 3\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{K}_2\text{SO}_4$ ;  $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ ].

Образование гипса в почвах приурочено к пустынно-степным территориям, почвообразующие породы которых исходно обогащены серой. По рельефу это в основном высокие предгорья и древние конусы выноса, в климатическом отношении — аридные территории с высокой испаряемостью, сильным иссушением почвы и кратковременным выпадением осадков в виде ливней. Основным ареалом развития автохтонного гипсообразования на территории СССР является Закавказье, за рубежом — пустыни Северной Африки (на щебнистом элювии), аридные территории Испании (на базальтах) и США (Аризона, Нью-Мексико и др.). Почвы, в которых выделяется автохтонный гипсовый горизонт,

относятся, согласно советской почвенной классификации, к типу серо-коричневых почв (выделенных А.Н. Розановым, 1954), подтипу гажевых серо-коричневых. В Армении они отнесены к бурым полупустынным, или белоземам (термин В.В. Докучаева). Их также называют перегнойно-сульфатными (Ахвледиани, 1954). На этих же территориях в почвах подчиненных ландшафтов происходит аллохтонное накопление гипса (ЭПП огипсовывания). В таком случае оба процесса сопряжены в ландшафте.

В связи с этим возникает вопрос о разделении и диагностике гипсообразования как процесса автохтонного выветривания с высвобождением гипса и возможными небольшими его перемещениями в пределах профиля и огипсовывания — как аккумулятивно-аллохтонного процесса, развивающегося в результате поступления гипса в растворах извне (латеральный подтоком или из грунтовых вод).

*Гипсообразование — это автохтонное накопление гипса в совмещенных профилях почво-кор при разрушении грубообломочного материала с повышенным содержанием серы, преимущественно в пирите, ярозите, алуните, в условиях аридного климата, хорошего дренажа, глубокого залегания грунтовых вод.*

Диагностика процесса гипсообразования не является сложной, однако трудности вызывает, как упоминалось, отделение автохтонного гипсообразования от аллохтонного огипсовывания как миграционно-цементационного процесса. Прежде всего должна проводиться факторная диагностика. Одним из косвенных признаков возможности гипсообразования на той или иной территории может являться наличие сульфидных рудений, баритовых жил, алунитовых залежей.

В морфологии почв с ясно выраженным ЭПП гипсообразования выделяются гумусовый и гипсоносный (гажевый) горизонт мощностью 60—80 см. Он представляет собой смесь микрокристаллического гипса, глинистых частиц, песчаных фракций, обломков пород и кристаллов  $\text{CaCO}_3$ . Гипсоносный горизонт может разделяться на карбонатно-гипсовый, гипсовый и гипсово-каменистый.

Химическая диагностика этого ЭПП заключается в определении  $\text{SO}_3$  в валовом составе почв (в гипсоносном горизонте — до 40%), в водных вытяжках (в гипсоносном горизонте — до 18 мг-экв на 100 г мелкозема).

Механизм ЭПП гипсообразования сводится к окислению и гидролизу серосодержащих минералов — таких, как пирит, ярозит, алунит, с образованием  $\text{H}_2\text{SO}_4$  как промежуточного продукта. Если присутствует кальцит,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , взаимодействуя с ним, образует гипс, а при отсутствии кальцита разлагает алюмосиликаты с образованием гипса и сопутствующих минералов (типы реакций см. выше).

Основными отличиями ЭПП гипсообразования как одного из процессов выветривания от огипсовывания как ЭПП миграции — аккумуляции и цементации являются: 1) литолого-геоморфологические условия (огипсовывание развивается в понижениях с близким залеганием грунтовых вод, на мелкоземистых породах); 2) своеобразный солевой профиль почв с огипсовыванием, в котором снизу вверх выделяются: зона накопления солей закисного железа, далее зона скопления карбонатов (часто до 40% веса горизонта почвы) и сверху — гипсовый горизонт, в котором содержание гипса может достигать 80% от общей массы горизонта; здесь

же могут наблюдаться высокое содержание карбонатов и присутствие хлоридов.

Строение профилей почв, образование которых в значительной степени обусловлено ЭПП гипсообразования, четко отличается от описанного выше. В них горизонт скопления  $\text{CaCO}_3$  лежит над гипсовым, а не наоборот, как при огипсовывании. Кроме того, формы гипса при ЭПП гипсообразования и ЭПП огипсовывания резко различны. В первом случае — это микрокристаллические таблитчатые формы, редковолокнистые. Во втором — более крупные таблитчатые, призматические, волокнистые, так называемые пойкилитовые кристаллы, друзы, размер которых может достигать 15 см и более.

Процесс гипсообразования является длительным, предполагается, что на некоторых территориях он начался с середины антропогена. Этот процесс сопровождался постоянным сносом с поверхности почв мелкозема и передвижением в глубь почвы гипса и других солей. И.П. Герасимов считал, что "процесс вымывания новообразующегося гипса сверху вниз, до контакта элювия и материнской породы, предохраняет его от удаления из пределов элювия путем дефляции и смыва его верхних горизонтов" (1937, с. 82).

Продолжительность этого ЭПП определяется резервом серосодержащих минералов в почвообразующей породе. Усиление поверхностного смыва ведет к выходу на поверхность уплотненного гипсового или карбонатно-гипсового горизонта, который в конечном итоге становится защитным панцирем.

ЭПП гипсообразования идет в теснейшем взаимодействии и сочетании с ЭПП карбонатизации, прогрессивной дезинтеграции пород, миграции-аккумуляции  $\text{CaSO}_4$  внутри почвенного профиля, цементации ( $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{CaCO}_3$ ). При этом ЭПП гипсообразования выступает как процесс, усиливающий ЭПП дезинтеграции пород, а ЭПП карбонатизации — как сопутствующий ЭПП гипсообразования. При изменении климата в сторону большей сухости процесс гипсообразования пойдет медленнее, накопление гипса будет более приповерхностным, что быстрее вызовет образование гипсового панциря и прекращение гипсообразования; при увеличении гумидности климата растворы, содержащие гипс, будут мигрировать за пределы почвенного профиля.

### КАРБОНАТИЗАЦИЯ

Содержание карбонатов в земной коре составляет около 3,5%, в педосфере — в среднем около 1,3%. Основная часть карбонатов земной коры сосредоточена в осадочных породах. Они являются главным поставщиком углекислоты в грунтовые воды и почвы. Гидрогенная или унаследованная от материнской породы окарбоначенность почв — наиболее распространенная причина существования и накопления карбонатов в почвенном профиле. Перераспределение карбонатов в ландшафте и в почвенной толще будет рассмотрено в разделе о миграционных ЭПП. Здесь же мы попытаемся разобраться в процессах синтеза карбонатов в ходе почвообразования и выветривания, которые весьма различны по возможным механизмам.



*Карбонатизация* — синтез в почвенной толще карбонатов при выветривании материнской породы. Таким определением мы можем ограничить сферу действия этого процесса. Основное ограничение — породное. Процесс карбонатизации не может проходить при отсутствии выветривающихся минералов и при отсутствии в выветривающихся минералах необходимых катионов. Так, трудно ожидать карбонатизацию на гиббситовых корах выветривания или на кварцевых песках. Других ограничений данное определение не накладывает. Оно соответствует в какой-то мере определению процесса карбонатизации В.А. Ковдой (1973). Он писал, что появление растворов щелочей и щелочных земель слабых концентраций в результате гидролиза минералов сопровождается процессами карбонатизации под воздействием постоянно присутствующей угольной кислоты, т.е. образованием бикарбонатов и карбонатов калия, натрия, кальция и магния.

В силу зависимости исключительно от литологических условий процесс карбонатизации может протекать практически в любых климатических условиях. Однако, будучи непосредственно сопряженной с миграционными процессами (окарбонированием и выщелачиванием), карбонатизация может и не быть зафиксирована в почвенном профиле в виде твердофазного результата (карбонатных новообразований). Так, в гумидных областях в почвах с промывным водным режимом этот процесс может быть диагностирован только в жидкой фазе — в почвенном растворе. Поскольку между карбонатизацией и выветриванием существует прямая зависимость, с достаточной долей уверенности можно утверждать, что наиболее интенсивно процесс синтеза карбонатов идет во влажных тропических областях. Твердофазный эффект карбонатизации наблюдается лишь в аридных регионах, где синтез сопряжен с аккумуляцией карбонатов. Правда, в аридных регионах скорость преобразования минералов, а следовательно, и выхода катионов невелика, отчего карбонатизация идет довольно медленно. В этом заключается парадокс карбонатизации, которая, "требует" интенсивного гидролиза минеральной массы (и, следовательно, большого количества влаги) и одновременно недостатка влаги для аккумуляции карбонатов в почвенном профиле. Этот парадокс имеет решение в шоровых солончаках, где растворимость  $\text{CaCO}_3$  повышается почти в 30 раз против растворимости его в дистиллированной воде, равной менее 1 моль/л (Bresler et al., 1982). Интенсивное разрушение минералов в присутствии солей здесь происходит в условиях аккумуляции карбонатов.

К процессу карбонатизации, видимо, следует отнести и процесс синтеза карбонатов при обработке гипсоносных горизонтов щелочными, насыщенными углекислотой водами, что приводит к метаморфозам кальцита по гипсу (Феофарова, 1950; Розанов, 1983).

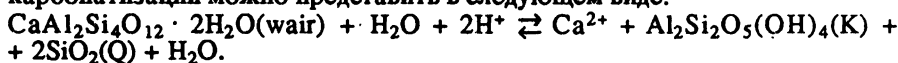
Процесс карбонатизации на бескарбонатных породах отмечается в аридных районах Северной Америки, где в ходе длительных процессов выветривания формируются карбонатные корочки и псевдоморфозы кальцита по легковыветривающимся минералам (Reheis, 1988). В Кызылкумах и Каракумах А.В. Хабаров (1977) отмечает замещение кальцитом эпидотов и плагноклазов. Метасоматическое замещение плагноклазов кальцитом было обнаружено В.В. Добровольским (1971) в карбонатных

корах Восточной Африки и Ближнего Востока, где эти псевдоморфозы, однако, по мнению автора, имеют палеогидрогенный характер. Процессом карбонатизации обусловлено и накопление карбонатов в так называемых белоземах Армении (Герасимов, 1979), развитых на щелнистых поверхностях и часто связанных с наличием легковыветривающихся пирокластических минералов.

Особое место занимает криогенное окарибачивание (карбонатизация). Оно сводится к процессу аккумуляции карбонатов в почве вследствие их образования при освобождении оснований из выветривающейся породы в условиях затрудненного выноса за пределы профиля. В этих условиях карбонаты кальция и магния выделяются в виде налетов и корочек на поверхности обломков камней или в виде мучнистой массы заполняют поры и трещины.

Эти формы выделения карбонатов характерны и для теплых аридных регионов. Строение кальцита при этом имеет мелкозернистый характер, и видимых признаков перемещения карбонатов не наблюдается. Карбонатизация характерна и для поверхностных изменений пород, где они сводятся к перекристаллизации первичных форм кальцита в мелкозернистый. Указанные выше формы новообразований не специфичны для карбонатизации, что затрудняет диагностику процесса.

Воспользовавшись данными Линдсея (Lindsay, 1979), механизм процесса карбонатизации можно представить в следующем виде:



В данной реакции  $\frac{\text{Ca}^{2+}}{(\text{H}^+)^2} = 10^{18,60} (K^\circ)$  — активностная константа растворения данного минерала, рассчитанная по  $\Delta G^\circ$  — энергии Гиббса, откуда  $\log \text{Ca}^{2+} = 18,6 - 2\text{pH}$ , где 18,6 есть  $\log K^\circ$ . Высвобождение  $\text{Ca}^{2+}$  приводит к формированию бикарбонатов и карбонатов Са в зависимости от парциального давления  $\text{CO}_2$ .

Линдсей приводит ряд растворимости Са-содержащих минералов, из которого можно выделить Са-стекло, пироксен, ларпит и Са-оливин как минералы, наиболее растворимые в нейтральной и щелочной среде и, следовательно, способствующие карбонатизации.

Облигатными для карбонатизации следует считать процессы выветривания, сопутствующими — миграции как легко-, так и труднорастворимых солей.

#### "ЦВЕТОВАЯ" ТРАНСФОРМАЦИЯ ОКСИДОВ ЖЕЛЕЗА: БРЮНИФИКАЦИЯ, РУБЕФИКАЦИЯ

Соединения железа относятся к наиболее ярким пигментам, обуславливающим цвет почвенных горизонтов и внутригоризонтных образований. Именно с присутствием разных форм железа связано в геологии деление минеральных субстратов на сероцветные, красноцветные и пестроцветные. Обращение к почвам заставляет ввести в этот цветовой ряд буроокрашенные субстраты как наиболее распространенные в почвах мира.

В этом подразделе рассматриваются процессы "цветовой" трансформации несиликатных оксидов железа — брүнификация и рубефикация,

при определении которых изначально исходили из колористической диагностики. Кроме того, представляется нецелесообразным рассматривать эти процессы как составную часть более комплексных процессов (например, оглеения).

Источником несиликатного железа как в брүнифицированных, так и в рубефицированных почвах служит железо, освобождающееся при выветривании из железосодержащих силикатов (пироксенов, амфиболов, железосодержащих слюд и др.). Аллохтонное железо в этих почвенных процессах играет очень малую роль.

Брүнификация и рубефикация как процессы колористического проявления присутствия несиликатных форм железа в минеральной массе почв не сопровождаются абсолютным увеличением содержания валового железа. При их проявлении в сиаллитном субстрате не наблюдается и относительного накопления валового железа, поскольку побурение или покраснение минеральной массы, заметные визуально, происходят при весьма незначительном содержании несиликатных форм.

Брүнификация и рубефикация представляют собой разнонаправленные и взаимоисключающие процессы трансформации несиликатного железа, но они могут сочетаться в почвенном профиле, будучи разделенными в пространстве (различные горизонты профиля, различные почвы в сочетаниях почвенного покрова) или во времени (например, брүнификация древнего рубефицированного субстрата).

### Брүнификация

*Брүнификация(оземление) — процесс образования глинисто-железисто-гумусовых комплексов и кристаллитов гётита ( $FeOOH$ ) и гидрогётита ( $FeOOH \cdot H_2O$ ), пропитывающих глинистую фазу почвы, сопровождающийся появлением бурой окраски мелкозема.*

Диагностирование процесса возможно на разных уровнях: 1) морфологическое — по бурой окраске гумусовых горизонтов (побурение часто маскируется гумусом) и яркой желто-бурой, бурой и красновато-бурой — нижележащих горизонтов АВ, В, ВС; 2) аналитическое — определение содержания свободных форм железа и железа, связанного с органическим веществом почвы; 3) наиболее четко процесс диагностируется при мезо- и микроморфологических исследованиях: по наличию зерен, примазок и гидроксидов железа на поверхности частиц и агрегатов, по цвету плазмы и пропитанности ее разными микрообразованиями гидроксидов железа.

Основные механизмы процесса брүнификации следующие: 1) при значительном содержании первичных минералов в почве — гидролиз железосодержащих минералов, сопровождаемый окислением высвобождающегося железа, его гидратацией и диспергацией высвобожденных хлопьевидных форм; 2) при наследованности почвой от почвообразующих пород несиликатных форм железа — их трансформация (окисление, гидратация, диспергирование) в соответствии с гидрологическим режимом почвы, ее гумусным состоянием и составом глинистых минералов.

Процесс брүнификации широко распространен — практически во всех природных зонах, за исключением аридных и экстрааридных. Непременными условиями его проявления являются отсутствие в почвенном профиле процессов оглеения, наличие железосодержащих

минералов и достаточного количества органического вещества. Вопрос об оптимальных и критических сочетаниях условий проявления брүнификации на данном этапе не разработан.

Скорость протекания ЭПП брүнификации достаточно высокая. Наиболее быстро, в течение десятилетия, этот процесс проявляется в почвах, унаследовавших несиликатное железо от почвообразующих пород. Для формирования признаков брүнификации в результате гидролиза первичных минералов достаточны первые столетия. Предел развития брүнификации обусловлен количеством первичных железосодержащих минералов и неизменностью благоприятных для протекания процесса условий среды.

Брүнификация развивается в сочетании с процессами внутрипочвенного выветривания, с миграцией  $R_2O_3$  (при слабых и умеренных ее размерах), лессиважем, а также с процессами начальной сегрегации железа. Процесс брүнификации часто накладывается на древнюю рубефикацию.

Наиболее ярко процесс брүнификации проявляется в кислых горнолуговых альпийских и субальпийских почвах, бурых горно-лесных, влажнотропических красноземах и желтоземах. В сочетании с рубефикацией он как более поздний наложенный процесс наблюдается в ферраллитных почвах влажных субтропиков и тропиков.

### Рубефикация

*Рубефикация — это появление в окраске минеральной массы почв выраженных красных тонов различной интенсивности за счет образования значительного количества красноокрашенного окисла железа — тонкодисперсного гематита. Источником железа могут быть различные соединения несиликатного железа минерального субстрата, освободившиеся в процессе выветривания железосодержащих компонентов минеральной массы, либо привнесенные со стороны железосодержащие растворы.*

Термин "рубефикация" впервые появился в работе Ж. Борда и Ж. Матье (Bordas, Mathieu, 1943) и введен в широкое употребление А. Рейфенбергом (Reifenberg, 1947) и Кубиеной (Kubiena, 1953); по своему содержанию он означал покраснение почвы в результате дегидратации свободных окислов железа. Представление о рубефикации как о переходе буроокрашенных гидрогетита и гидрогематита в красноокрашенные гетит ( $FeOON$ ) и гематит ( $Fe_2O_3$ ) с потерей конституционной воды при высоких температурах почвы или как о переходе буроокрашенного гетита в красноокрашенный гематит в тех же условиях ( $2FeOON \xrightarrow{t} 2H_2O + Fe_2O_3$ ) все еще встречается в почвенной литературе. Вполне вероятно, что в основе этого представления лежит известный факт покраснения при прокаливании почвенных образцов, содержащих несиликатное железо. Параллельно существует мнение о красном пигменте как о смеси аморфных соединений железа.

Объективное развитие представлений о рубефикации как о комбинации микропроцессов стало возможным только с появлением лабораторной базы, позволяющей достаточно четко идентифицировать соединения железа при их трансформации: метод месбауэровской спектрографии —

ЯГР, сканирующая электронная микроскопия, рентгеновская дифрактометрия (Schulze, 1981; Brown, Wood, 1985). Было выявлено, что красная окраска почвенной массы появляется благодаря присутствию гематита и тесно коррелирует с его относительным содержанием в сумме окислов "гётит + гематит". Вместе с тем обнаружена невозможность непосредственного перехода этих минералов друг в друга в зоне гипергенеза (Shmidt, Kidd, 1949). Лабораторные исследования показали, что прямая трансформация гётита в гематит требует температуры около 400°C, а обратный переход происходит в присутствии воды при температуре около 130°C. Одновременно оказалось невозможным получить гематит в гипергенных температурных условиях непосредственно из железосодержащих растворов. Дальнейшие исследования позволили отказаться от объяснения покраснения минеральной фазы почв результатом процессов дегидратации гидрогётита и гидрогематита, поскольку гидрогематит и гематит имеют красный цвет, в то время как гидрогётит и гётит — бурый, т.е. удаление конституционной воды из гидрогётита не может привести к изменению цвета окислов. Трансформация соединений железа в сторону образования красного гематитового пигмента почв на современном уровне знаний представляется следующей.

Первоначальным источником гематита служит закисное железо ( $Fe^{2+}$ ), которое под воздействием железобактерий (обычно *Galionella*, *Leptothrix*, *Toxothrix*), активных при значениях pH близких к 6—7 и температурах от 4 до 27°C, преобразуется в ферригидрит ( $2,5 Fe_2O_3 \cdot 4,5H_2O$ ) (Гипергенные окислы железа, 1975; Fisher, Schwertmann, 1975; Campbell, Schwertmann, 1979; Duchaufour, 1982; и др.). В окислительных условиях и в присутствии аморфного кремнезема ферригидрит переходит в гематит (однако, если в растворе остается значительное количество  $Fe^{2+}$ , ферригидрит переходит в гётит). Новообразованные кристаллы гематита имеют размер около 10—40 нм (средние значения около 20 нм). Разрешающая способность оптических микроскопов не позволяет наблюдать кристаллы такой размерности, в связи с чем утвердилось мнение, что рубефикация происходит за счет аморфных окислов железа.

Диагностирование рубефикации как цветового признака производится визуально по хорошо заметным красным тонам окраски почвенной массы, обусловленным тем, что тонкодисперсный гематит пропитывает плазму почвы и образует пленки на поверхности крупных пылевато-песчаных частиц (Kemp, 1985 a, б; Schwertmann et al., 1982; Duchaufour, 1982; Torrent et al., 1980; и др.). Диагностируется, конечно, не собственно процесс рубефикации, а его результат — рубефицированность профиля, в то время как действие самого процесса можно отнести к любому времени в прошлом, предположив его затухание или отсутствие в данный период, или даже деградацию самого признака под действием стирающего процесса оземления. Рубефикация не может быть диагностирована по содержанию валового или несиликатного железа, по соотношению оксидно-растворимого и общего несиликатного железа, хотя обычно в рубефицированных почвах падает содержание первого, но это недостаточный признак (табл. 1).

Поскольку рубефицированы могут быть практически все породы, содержащие несиликатное железо (даже в пределах первых десятых

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между степенью покраснения минеральной массы почв, содержанием окристаллизованных оксидов железа и его несиликатных экстрагируемых форм (Кемп, 1985а)

Образец	Содержание			
	гематита	гётита	Fe <sub>o</sub>	Fe <sub>d</sub>
Почва при полевой влажности	0,85*	-0,05	0,26	0,09
Глинистая фракция, высушенная вымораживанием	0,89*	-0,05	0,28	0,11

\*  $P < 0,001$ ; для других показателей не определено.

долей процента), никакие физические или физико-химические показатели субстрата сами по себе не индицируют наличие рубефикации.

Вместе с тем имеется объективный показатель процесса рубефикации, представляющий собой отношение содержания гематита к суммарному содержанию гематита и гётита (Toppent et al., 1980, 1983; и др.). В рубефицированных почвах эта величина колеблется в пределах 0,7—0,4, что соответствует изменению интенсивности красных тонов от 10R до 7,5 YR по шкале Манселла; более низкие значения отношения соответствуют субстратам без признаков рубефикации. Однако определение этого показателя достаточно сложное.

Рубефикация может проявляться в условиях высоких среднегодовых температур (более 20°C) в сочетании со значительным количеством осадков (1200—1400 мм) и при хорошо выраженных сухом и влажном сезонах (Гипергенные окислы железа, 1975; и др.). Во влажный период происходит мобилизация несиликатного железа с образованием ферригидрита, в сухой — старение и дегидратация ферригидрита с переходом его в гематит. Специфика почвенных условий состоит в отсутствии переувлажнения, небольшом количестве гумуса и особенно его водорастворимых соединений. В противном случае трансформация соединений несиликатного железа резко смещается в сторону образования гётита.

Экспериментов или натуральных наблюдений, позволяющих судить о скоростях рубефикации, нет. В то же время механизм рубефикации позволяет предположить возможность быстрого возникновения этого признака, хотя бы в поверхностных слоях субстратов. Тем более что появление первых порций гематита способно увеличивать выход этого окисла в последующих циклах.

Существует представление о рубефикации как о процессе, степень цветовой выраженности которого нарастает с возрастом почвы на значительных отрезках времени, сравнимых с плейстоценом (Walker, 1967). Сторонники этой точки зрения указывают на усиление признаков рубефикации в более древних почвах. Такая зависимость действительно имеет место, однако связана она с ослаблением интенсивности рубефикации в период с конца неогена до голоцена в связи с общим уменьшением биоклиматического потенциала выветривания. Палеопедо-

логические наблюдения указывают на это с абсолютной очевидностью (Общая региональная палеогеография, 1974).

Другой временной особенностью проявления процесса рубефикации является его импульсивность, связанная со сменами климатов, способствующих этому процессу или делающих его невозможным. Правильнее было бы сказать, что в настоящее время представление об импульсном проявлении процесса рубефикации утверждается. Значительное число авторитетных научных источников указывает на отсутствие рубефикации как современного процесса на обширных территориях субтропиков и тропиков с ранее рубефицированными почвами или на узкую ограниченность современной рубефикации локальными климатическими и породными условиями (Boulaine, 1966; Lamougeux, Aubert, 1966; Bottner, Lossaint, 1967; Дюшофур, 1970; Добровольский, 1974; Avery, 1980; и др.). Существует и другое, более традиционное мнение, считающее процесс рубефикации неотъемлемой принадлежностью почвообразования переменнo-влажных областей субтропического и тропического климата (Charles, 1949; Bonifay, 1957; Ruellan, 1966; Dan et al., 1968; Глазovская, 1972; Catt, 1979). Это наиболее дискуссионная область в представлениях о процессе рубефикации, однако в последние два десятилетия появляется все больше доводов в пользу нетрадиционных взглядов.

Процессом, противоположным рубефикации, выступает брyнификация, приводящая к побурению окраски. Она протекает в условиях повышения увлажнения и появления значительных количеств подвижного гумуса (Гипергенные окислы железа, 1975; Schwertmann et al., 1982; и др.). При этом происходит растворение гематита, формирование органо-железистых соединений с последующим образованием гётита, т.е. перевод субстрата в брyнифицированное состояние.

### ГЛИНООБРАЗОВАНИЕ

*Глинообразование — процессы формирования глинистых минералов в почвенных условиях, включающие, во-первых, ЭПП трансформационного глинообразования из первичных слоистых силикатов, во-вторых, ЭПП синтеза глинистых минералов.* Для второго процесса в литературе часто применяется термин "новообразование" глинистых силикатов.

При рассмотрении процессов метаморфизма минеральной массы, связанных с формированием и изменением глинистого вещества почв, по-видимому, следует коснуться такого понятия, как "оглинивание". В справочной литературе оглинивание трактуется как процесс образования глины *in situ* вследствие почвообразования. В ряде работ оглинивание рассматривается как процесс накопления ила в какой-либо части профиля, без анализа причин такого накопления. Т.А. Соколова (1985) предлагает различать такие процессы, как илообразование и оглинивание: илообразование — процесс образования илстых частиц (< 0,001 мм) любого состава; оглинивание — процесс формирования глинистых слоистых силикатов. В этом определении оглинивание тождественно понятию глишообразования. Возможно, оглиниванием следует считать явление накопления илистой фракции в почвенном профиле или горизонте. Это

накопление может быть результатом ряда элементарных почвообразовательных процессов: глинообразования, дезинтеграции и, возможно, некоторых других.

ЭПП трансформационного глинообразования из первичных слоистых силикатов — это процесс изменения структуры первичных слоистых силикатов вследствие реакций окисления, гидратации, замещения и др. Наиболее изучены процессы трансформации слюд (Гинзбург, 1953; Jackson, 1968). В литературе приводятся следующие трансформационные ряды: биотит → вермикулит; мусковит → серицит → иллит; биотит → → бейделлит. Условия, в которых происходит трансформация слюд: кислая реакция среды, наличие кислого органического вещества, промывной водный режим.

Трансформационное глинообразование из первичных слоистых силикатов активно протекает в кислых почвах гумидного ряда, развитых на супесчаных, песчаных, массивно-кристаллических породах: альфегумусовых подзолах, буроземах, подбурах и др.

Образование глинистых минералов из продуктов разрушения первичных неслоистых силикатов и аморфных оксидов Fe, Al, Si осуществляется путем синтеза. ЭПП синтеза глинистых минералов наиболее интенсивно проявляется в почвах на вулканических пеплах в условиях гумидного субтропического и тропического климатов. Процесс приводит к образованию и накоплению в профиле аллофана и метагаллуазита (Замотаев, 1988). В условиях умеренного климата, например в профилях текстурно-дифференцированных почв, синтез глин идет медленно и слабо (Бирина, 1980; Соколова, 1985).

В литературе имеются весьма разноречивые данные о скорости глинообразования. По Рейнольдсу (Reinolds, 1971), образование вермикулита по флогопиту в почвах высокогорий Каскадных гор идет со скоростью 100 т/га в год; увеличение количества вермикулита и монтмориллонита в иле подзолисто-глеевых почв на слюдистых породах Новой Зеландии происходит со скоростью сотен кг/га в год (Mockma et al., 1973). Скорость образования бейделлита и вермикулита в альфегумусовых подзолах, развитых на песчаных отложениях террас Балтийского моря, составляет сотни г/га в год. По данным А.Н. Геннадиева и Т.А. Соколовой (1977), с такой же скоростью идет образование глинистых минералов в горнолесных почвах Приэльбрусья, развитых на моренных отложениях.

### ТРАНСФОРМАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

*Это — процесс трансформационного изменения глинистых силикатов разного генезиса (унаследованных, синтезированных и сформировавшихся в результате трансформационного глинообразования) в почвах, приводящий к образованию слоистых глинистых силикатов иного вида (новых кристаллических фаз).*

Ж. Милло (1968) выделяет два вида трансформационных изменений: деградацию и аградацию. Результатом деградации является образование глинистых минералов с лабильной кристаллической решеткой, состоящей из глинистых минералов с жесткой структурой. В почвенной литературе



подробно описаны деградация иллитов (слюдистых минералов) и хлоритов. Примером деградации может служить следующий ряд: иллит → смешанослойный иллит-вермикулит → вермикулит → монтмориллонит.

Деградация хлоритовых минералов изучена менее подробно. Описано превращение железо-магнезиальных хлоритов в вермикулит через стадию смешанослойных минералов. При этом отмечается растворение добавочного октаэдрического слоя и понижение заряда решетки.

По мнению М. Джексона (Jackson, 1968), именно процесс деградации является одним из основных процессов, определяющих эволюцию глинистого материала почв в четвертичное время.

Деградация иллитов и магнезиально-железистых хлоритов присуща большинству гумидных суглинисто-глинистых почв умеренного пояса: глееподзолистым, подзолистым, дерново-подзолистым, почвам лессиве, серым лесным и др.

Из аградационных трансформаций наиболее изучены хлоритизация и иллитизация. Хлоритизация — это процесс формирования межпакетных прослоек гидроксидов Al и Fe в трехслойных силикатах. В результате такого процесса возникают хлоритоподобные минералы. Т.А. Соколова (1985) предлагает называть такие образования почвенными хлоритами. Рич (Rich, 1968) определил наиболее оптимальные условия хлоритизации: pH 5,0; умеренное выветривание, при котором освобождаются ионы Al (количество ионов Al не должно превышать 50% того количества, которое требуется для образования полного гиббситового слоя); попеременное высыхание и увлажнение.

Считают, что почвенные хлориты образуются в широком диапазоне почв: от тундровых до субтропических. Наиболее хорошо они изучены в горизонтах Bhf альфегумусовых почв, в дерново-подзолистых, подзолистых и глееподзолистых почвах. Описаны случаи хлоритизации слоистых силикатов в почвах с затрудненным дренажем (болотных и мерзлотных), формирующихся в пониженных элементах рельефа и получающих Al с латеральными водами (Овчинников и др., 1973).

Иллитизация — это процесс образования почвенных иллитов за счет необменной фиксации калия высокозарядными трехслойными силикатами. Он подробно описан Э.А. Корнблумом с соавторами (1972) в черноземах и каштановых почвах сухостепной зоны. Установлено, что образование почвенного иллита в верхних горизонтах этих почв шло за счет высокозарядного (слюдогенного) монтмориллонита. Для проявления этого процесса необходимы следующие условия: наличие в составе почвообразующей породы высокозарядных силикатов, способных к фиксации калия, и источник калия. В качестве последнего могут быть разлагающиеся растительные остатки, а также выветривающиеся калийсодержащие минералы. Описаны случаи агрогенной иллитизации лабильных трехслойных силикатов под влиянием калийных удобрений.

Диагностика процесса иллитизации затруднена и к настоящему времени разработана слабо. Э.А. Корнблум с соавторами диагностировали процесс иллитизации по накоплению минералов иллитовой группы и калия в илистых фракциях при высокой отрицательной корреляции между иллитом и высокозарядным монтмориллонитом.

География процесса иллитизации также недостаточно изучена. Предполагается, что в наибольшей степени этот процесс распространен в почвах степной и сухостепной зон.

## РАЗРУШЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ СИЛИКАТОВ

*ЭПП разрушения глинистых силикатов — это процесс такого изменения минералов, в результате которого они или теряют окристаллизованность, превращаясь в аморфные соединения, или полностью растворяются.*

В почвенной литературе широко распространено мнение о том, что механизмом разрушения силикатов в почвах является гидролиз (Роде, 1937; Милло, 1968; Соколова, Таргульян, 1978). Под термином "гидролиз" понимается растворение силикатов под влиянием органических кислот. Гидролиз установлен и описан прежде всего в экспериментальных условиях (Пономарева, 1964; Рагим-Заде, 1970). На основании лабораторных исследований построен следующий ряд устойчивости глинистых минералов к разрушению: триоктаэдрические слюды и хлориты < диоктаэдрические слюды < вермикулит < монтмориллонит < почвенные хлориты < каолинит, галлуазит. В публикациях последних 10—15 лет обсуждаются и некоторые другие механизмы разрушения глинистых силикатов в почвах, например ферролиз (Brinkmann, 1979).

Диагностика процесса затруднена. Обычно приводятся лишь косвенные доказательства этого процесса в почвах: обеднение профиля по сравнению с почвообразующей породой гранулометрическими фракциями и химическими элементами, определяемое с помощью балансовых расчетов (Таргульян и др., 1974). Вследствие неоднозначного влияния на разные типы глинистых минералов гидролиз выступает как определяющий фактор их дифференциации по профилю.

Разрушение силикатов отмечается во многих почвах гумидных областей: от подзолистых до ферраллитных. Ему способствуют повышенная температура, промывной режим и кислая среда, определяемая присутствием в почвенных растворах углекислоты, органических анионов, кислот неспецифической и специфической природы, особенно кислот с высокой хелатирующей способностью.

## ФЕРРАЛЛИТИЗАЦИЯ

Термин "ферраллитизация" в настоящее время понимается разными авторами по-разному. Точного определения, ограничивающего рамки понятия, не существует. Одной из причин неопределенности термина является накопление знаний в области изучения тонкодисперсных минералов почв и кор выветривания, что привело к изменению многих представлений, на которых ранее основывалось понятие "ферраллитизация".

Наиболее приемлемым (в силу неоднозначности понимания процесса) и не противоречащим известным фактам нам представляется одно из ранних определений, данное еще Гаррасовицем (Harrassowitz, 1926): *ферраллитизация является процессом обособления кремния, алюминия и железа в зоне*

*гипергенеза, которое реализуется в накоплении минералов группы оксидов-гидроксидов.*

Однако в настоящее время в почвоведении большинство исследователей под ферраллитизацией понимают конечную стадию выветривания горных пород, сопровождающуюся преобразованием породообразующих силикатов и алюмосиликатов, выносом продуктов их разрушения и образованием минералов группы каолинита, оксидов-гидроксидов железа и алюминия (Дюшофур, 1970; Глазовская, 1972; Герасимов, 1976; Зонн, 1986). Общим фактором, создающим необходимую обстановку для реализации ЭПП ферраллитизации, является климат – высокие среднегодовые температуры и большое количество атмосферных осадков в течение всего года или с коротким засушливым периодом. Наиболее полно ферраллитизация проявляется в теплых и жарких областях, где количество годовых осадков, превышая все расходы на испарение и транспирацию, обеспечивает в профиле более или менее постоянное увлажнение и глубокий промывной режим. Согласно имеющимся эмпирическим определениям (Черняховский и др., 1976), для возникновения процесса ферраллитизации в условиях субтропического пояса необходимо не менее 1400 мм осадков в год, в тропическо-экваториальном – не менее 1800-2000 мм. Краткий засушливый период не оказывает существенного влияния на режим увлажнения почв, защищенных мощным пологом постоянного влажного леса. Область распространения почв с промывным и особенно с интенсивно промывным режимом увлажнения, в которой потенциально возможно образование минералов группы каолинита и оксидов-гидроксидов Fe и Al, сравнительно небольшая. Однако и в этой области современная (или плейстоценовая) ферраллитизация затруднена или невозможна в связи с особенностями палеоклиматических условий: их относительной стабильности или малой изменчивости на протяжении длительного времени, охватывающего несколько геологических эпох. В результате на территории субтропиков и особенно тропиков повсеместно распространены предельно измененные продукты предшествующих циклов выветривания (Страхов, 1971; Добровольский, 1974; Черняховский и др., 1976; Черняховский, Градусов, 1977). Накопленные в течение мезозойско-третичного времени олигомиктовые кварц-каолинитовые или гиббсит-гётит-каолинитовые породы уже реально не способны к дальнейшему существенному преобразованию выветриванием даже в достаточно агрессивных обстановках.

В полной мере ферраллитизация осуществляется лишь в случае выветривания свежих материнских субстратов, наиболее широко распространенных в областях плейстоценового вулканизма и в горных тектонически активных регионах при условии, если темпы эрозии слабее темпа выветривания.

Скорость ферраллитизации, ее механизмы и результаты, строение почвенного профиля, состав новообразованных продуктов определяются особенностями материнских субстратов. Наиболее существенное, решающее значение имеет присутствие или отсутствие в материнских породах слоистых алюмосиликатных, в том числе глинистых, минералов (Fields, Swindale, 1954; Градусов, 1964; Черняховский и др., 1976; Черняховский, Градусов, 1977; Pedro, Sieffermann, 1978; Черняховский, 1980). В связи с этим ЭПП ферраллитизации целесообразно рассмотреть отдельно для

двух крупных групп пород, различающихся содержанием алюмосиликатных слоистых минералов.

Ферраллитизация субстратов без породобразующих слоистых алюмосиликатных минералов (средних и основных интрузивных, кайнотипных эффузивных пород, вулканических пеплов и туфов).

Выветривание неизмененных и слабо измененных постагматическими гидротермальными процессами пород, содержащих в качестве породобразующих компонентов полевые шпаты, амфиболы, пироксены и вулканические стекла, при условии удаления продуктов реакции происходит по законам биохимического растворения (Милло, 1968; Pedro, 1974; Pedro, Sieffertmann, 1978; Черняховский, 1980; и др.). Исследования почв тропических вулканических островов Тихого океана (Замотаев, 1988) показывают, что полное или почти полное разрушение минералов пеплов происходит за время порядка 5–10 тыс. лет. При этом ряд минералов в порядке убывания их "устойчивости" следующий: кварц, магнетит, амфиболы, пироксены, основные плагиоклазы, вулканические стекла. На месте перечисленных минералов остаются только поры с остаточными менее растворенными минералами или с рентгеноаморфными соединениями и глинистым веществом аллофан-метагаллуазитового состава. Растворение основной массы породобразующих минералов и замещение их новообразованным глинистым продуктом неизбежно сопровождаются изменением объема выветривающейся толщи и значительными просадками. Текстурно-структурные признаки пепла стираются. По мере уменьшения резерва первичных минералов усиливается растворение неустойчивой новообразованной минеральной ассоциации аллофан-метагаллуазитового состава, сопровождающееся повторным синтезом "вторичных" аллофанов и метагаллуазитов. При дальнейшем развитии выветривания, предположительно за 100 тыс. лет и более, аллофан-метагаллуазиты полностью растворяются и за счет продуктов их растворения образуется и накапливается новая минеральная ассоциация, в составе которой в значительных количествах присутствуют гиббсит, гётит, иногда гематит и бемит.

Субстраты без породобразующих алюмосиликатных минералов теряют при ферраллитизации более 50% исходной массы, при этом в больших количествах выносятся Si, щелочи и щелочные земли. Потеря Si составляет от 50 до 90% его исходного содержания, щелочей – от 60 до 100%, Fe и Ti – не более 30%; в то же время вынос Al достигает 45-60% (Черняховский, 1968; Лисицина, 1973; Градусов, Чижикова, 1976).

Принятый в почвоведении показатель ферраллитного выветривания – отношение  $SiO_2 : Al_2O_3 \leq 2$  в илстой фракции или в бескварцевой части почвы, видимо, не всегда может служить критерием этого процесса, так как некоторые почвы и субстраты, мало затронутые процессами выветривания, характеризуются таким же соотношением  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$  (например, андосоли на базальтовых и андезитово-базальтовых пеплах).

Многочисленные примеры формирования минералов группы оксидов-гидроксидов железа и алюминия описаны различными исследователями на Кубе (Карташов и др., 1981), в Приморской Аджарии (Черняховский, 1980), в Западной Африке (Лажуани, Бонифа, 1964), на тропических островах Тихого океана (Quantin, 1974; Latham, 1983; и др.). Почвы с подоб-

ным минеральным составом, называемые ферраллитами (в собственном смысле слова), имеют сокращенный, или "быстрого развития", профиль без отчетливого деления на генетические горизонты. Мощность профиля обычно ограничена первыми метрами. Переход породы в рыхлые продукты почвообразования-выветривания осуществляется без промежуточного глинистого горизонта.

Ферраллитизация субстратов с пороодообразующими слоистыми алюмосиликатными минералами (кислых и средних интрузивных, кристаллических сланцев, кластогенных и элювиальных полимиктовых пород с кварцем или без него, гидрослюдами, смектитом и хлоритом). Наличие слоистых алюмосиликатных минералов в составе материнских пород существенно меняет ход процесса ферраллитизации.

Особенности структуры слоистых алюмосиликатных минералов обуславливают их разрушение главным образом механизмом инконгруэнтного растворения или трансформации, что особенно характерно для триоктаэдрических слюд и хлоритов (Черняховский и др., 1976; Черняховский, Градусов, 1977; Черняховский, 1980). Трансформация последних приводит к формированию смешанослойных слюда-вермикулитов, вермикулитов, хлорит-смектитов, смектитов. В ходе дальнейшего выветривания смектиты разрушаются и за счет их структурных блоков образуются и накапливаются плохо окристаллизованный каолинит и смешанослойный каолинит-смектит. Они ассоциируются с рентгеноаморфными соединениями переменного состава, в том числе оксидами-гидроксидами железа, придающими почвенной массе пестрые и красные окраски. При преобразовании кварцсодержащих субстратов соединения железа фиксируются в профиле в виде конкреций размером 3-5 мм (Глазовская, 1972; Зонн, 1986).

При продолжительном развитии выветривания происходит "очищение", или "рафинирование", продуктов почвообразования и выветривания от рентгеноаморфных соединений и плохо окристаллизованных минералов, которое способствует накоплению в профиле конечного продукта выветривания - хорошо окристаллизованного каолинита (Черняховский и др., 1975).

Выветривание субстратов, содержащих пороодообразующие слоистые алюмосиликатные минералы, сопровождается меньшим по сравнению с породами первой группы выносом элементов. Значительный вынос отмечается для щелочей (более 60% исходного содержания) и щелочных земель (более 90%), в то же время потери Si не превышают 60%, а Al - 20%. Последнее объясняется тем, что большая часть Al, освобождающаяся при выветривании, связывается в структуре новообразованного каолинит-смектита.

Почвы, содержащие минералы преимущественно группы каолинита, описаны под разными названиями (краснозем, красные ферраллитные, красно-желтые ферраллитные и др.) на территории Юго-Восточной Азии, Западной Африки, Западной Индии, Приморской Аджарии, на тропических островах Тихого океана и в других местах (Разумова, 1967; Глазовская, 1972; Лисицына, 1973; Черняховский и др., 1975; Зонн, 1986). С самого начала своего формирования они развиваются по глинистому матриксу, который наследуется от материнской породы и в той или иной степени трансформируется в ходе почвообразования. От ферраллитов они

отличаются глинистым профилем, достигающим иногда большой мощности и четко дифференцированным на генетические горизонты (красноцветные, пестроцветные, отбеленные).

### ОБ УТОЧНЕНИИ ПОНЯТИЯ "СИАЛЛИТИЗАЦИЯ"

В гумидных умеренных областях в условиях периодически промывного режима увлажнения широко распространены почвы, содержащие смесь алюмосиликатных минералов групп вермикулита, смектита и смешанослойных образований. Такой состав минеральной части почв обычно трактуется как результат процесса сиаллитизации. В настоящее время под сиаллитизацией понимают тип биохимического выветривания пород, при котором образуются и накапливаются преимущественно алюмосиликатные минералы групп вермикулита, смектита, а также смешанослойные образования (Зонн, 1986). Этот процесс называют также сиаллитным оглинением (Глазовская, 1972; Розанов, 1983), подразумевая под ним формирование глинистого материала *in situ* в почвенном профиле разными механизмами.

Появление нового фактического и экспериментального материала, уточнение взглядов на процессы внутрпочвенного выветривания (Черняховский, 1980; Соколова, 1985) позволяют по-иному сформулировать причины появления упомянутых групп минералов в почвах и, следовательно, сущность сиаллитизации.

Сиаллитизация, имеющая профилеобразующее значение, осуществляется только вследствие селективного биохимического растворения неслоистых минералов (полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и др.) и диспергации слоистых силикатов материнской породы (биотита, мусковита, хлорита и смектита) механизмами гидратации и деградиционных трансформаций. В силу особенностей строения кристаллической решетки слоистые силикаты настолько слабо подвержены деградиционным трансформациям в почвах с периодически промывным режимом увлажнения, что невозможно указать какой-либо глинистый минерал, за исключением вермикулита, как типичный продукт внутрпочвенного выветривания. Исследование методом абсолютных масс автохтонных корок на различных магматических и метаморфических породах в таежных ландшафтах показывает, что объем выноса исходного вещества при указанных механизмах выветривания невелик и не превышает 7-15% (Черняховский, Градусов, 1977). Fe, освобождающееся в небольшом количестве при трансформационных изменениях минералов и частичном растворении пироксенов и амфиболов, связывается в органо-минеральных комплексах и рентгено-аморфных Fe-Al-Si-соединениях, придавая почвенной массе бурые окраски.

Современное сиаллитное оглинение может происходить за счет физического дробления частиц слоистых силикатов, заключенных в крупных фракциях, и освобождения глинистого материала из "контейнеров" – постмагматически измененных зерен неслоистых силикатов: каолинита и серицита из полевых шпатов, хлорита из амфиболов и т.п. (Соколова, 1985; Шоба и др., 1989).

На значительной территории гумидного умеренного климата материн-

ские породы уже накопили в течение предшествующих циклов литогенеза глинистые продукты резко различного минерального состава: смектит-гидрослюдистого, гидрослюдистого, каолинит-смектитового, каолинитового и т.п. В условиях современного потенциала климата и биоты эти глинистые ассоциации реально не способны к дальнейшим преобразованиям процессами внутрипочвенного выветривания. Вследствие селективного разрушения неслоистых минералов и трансформационных изменений слоистых силикатов в профиле относительно накапливаются наиболее устойчивые минеральные ассоциации. В случае выветривания кислых пород и их осадочных дериватов такими устойчивыми минералами будут кварц и, по-видимому, диоктаэдрические слюды, а при выветривании средних и основных пород и их осадочных дериватов – главным образом, образом темноцветные минералы, а также гидрослюды и вермикулиты – продукты трансформации слюд и хлоритов материнской породы. Относительная устойчивость слоистых алюмосиликатных минералов является причиной наблюдаемого сиаллитного оглинивания почв, формирующихся на породах с высоким их содержанием. Поэтому описываемое явление правильнее было бы назвать унаследованной сиаллитизацией.

Таким образом, глинистые компоненты почвенных профилей умеренного гумидного климата, трактуемые как результаты процесса сиаллитизации, являются в основном унаследованными: наследуются либо глины, исходно содержащиеся в плотной породе, либо глины, генезис которых связан с прошедшими циклами литогенеза. Современные результаты сиаллитизации, очевидно, настолько ничтожны, что рассматривать этот процесс в ряду других актуальных ЭПП не представляется правомерным.

#### **О "ФОРМАЛЬНО-АКСИОМАТИЧЕСКОМ" ИССЛЕДОВАНИИ ЭПП ВНУТРИПОЧВЕННОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ**

В почвенно-географической литературе рассматриваемая группа ЭПП обычно определяется как процессы "метаморфизма минеральной массы". Однако с конца прошлого века под метаморфизмом понимались разнообразные эндогенные процессы, с которыми связаны те или иные изменения в структуре, а также в минеральном и химическом составе горных пород в условиях повышенных давлений, высоких температур, воздействия высокотемпературных растворов и газовых эманаций. Во всех определениях места метаморфизма среди других литосферных процессов подчеркивается, что к нему не относится вся совокупность процессов выветривания (и, следовательно, почвообразования) и гипергенной цементации. Учение о метаморфизме имеет давнюю историю и хорошо разработанную теоретическую и фактологическую базу. Поэтому нам следует отказаться от применения термина "метаморфизм" и впредь говорить о процессах "внутрипочвенного выветривания" (ВПВ). Еще более неудачен термин "педоморфизм" минеральной массы, поскольку из него выпало представление о "почво-изменении" и осталось только представление о "почво-форме".

Внутрипочвенное выветривание сводится к сумме частных процессов растворения той или иной части минералов исходной породы, мобилизации освобождающихся элементов, минерального синтеза, накопления и диф-

ференциации твердофазных продуктов распада и синтеза и относительного накопления устойчивых продуктов выветривания. Все разнообразие этих частных процессов представляет собой группу ЭПП внутрипочвенного выветривания. Эти ЭПП относятся к категории химических (или биохимических) и являются специфическими процессами сферы почвообразования. Процессы выветривания, имеющие физическую или физико-химическую природу, могут быть отнесены к ЭПП ВПВ, поскольку могут действовать в почвенном профиле, однако они неспецифичны: эти процессы характерны для некоторых "беспочвенных" кор выветривания примитивного и примитивно-криогенного типов и для сапролитовых зон коры выветривания слаборазвитого типа. Механизмы физического и физико-химического выветривания горных пород были уже охарактеризованы А.Г.Черняховским (1968, 1980) и здесь не анализируются. Преимущественное проявление тех или иных ЭПП ВПВ и обусловленных ими признаков, выраженных в особенностях профильного строения формирующейся почвы и в ее минеральной составляющей, определяется структурой, текстурой и главным образом кристаллохимией породообразующих минералов материнских субстратов.

Классификация горных пород – материнских субстратов почв – по их важнейшим свойствам, определяющим основные направления внутрипочвенного выветривания, может быть представлена следующим образом.

*Класс I. Преимущественно конгруэнтно растворяющиеся.*

Группа А. Легко карстующиеся, сложенные минералами с ионными типами связи (легкорастворимые соли, гипсы, карбонаты).

Подгруппы: 1) без нерастворимого остатка; 2) с нерастворимым остатком.

Группа Б. Карстующиеся, сложенные минералами с преимущественно ионными типами связи (серпентиниты).

Подгруппы: 1) без нерастворимого остатка; 2) с нерастворимым остатком.

Группа В. Некарстующиеся, сложенные минералами с ионными, ковалентными и ионно-ковалентными типами связей (осадочные породы с глинисто-карбонатным, карбонатным или карбонатно-сульфатным цементом).

Подгруппы: 1) калий-полевошпатовые кварцсодержащие; 2) бескварцевые.

Группа Г. Некарстующиеся, сложенные минералами с преимущественно ковалентными и ионно-ковалентными типами связей без породообразующих слоистых алюмосиликатных минералов.

Подгруппы: 1) калий-полевошпатовые кварцсодержащие (малослюдистые граниты и гнейсы и их дериваты); 2) бескварцевые (габбро, диабазы, долериты, базальты и другие кайнотипные магматические породы и их дериваты).

*Класс II. Преимущественно инконгруэнтно растворяющиеся.*

Группа А. Консолидированные, сложенные минералами с преимущественно ковалентными и ионно-ковалентными типами связей и содержащие в породообразующих количествах слоистые алюмосиликатные минералы.

Подгруппы: 1) калий-полевошпатовые кварцсодержащие (граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, аркозовые песчаники и др.); 2) бес-



кварцевые (габбро, диабазы и другие палеотипные магматические породы, хлорит-сланцевые метаморфические сланцы и др.).

Группа Б. Неконсолидированные, сложенные минералами с преимущественно ковалентными и ионно-ковалентными типами связей и содержащие в породообразующих количествах слоистые алюмосиликатные минералы.

Подгруппы: 1) калий-полевошпатовые кварцсодержащие (суглинки, глинистые пески и галечники); 2) бескварцевые (суглинки, глины, глинистые пески и галечники).

Рассмотрим кратко механизмы разрушения минералов горных пород при внутрипочвенном выветривании, или, иными словами, формирование твердофазной минеральной составляющей почвы.

1. Структура и свойства воды как растворителя и переносчика растворенных элементов прямо определяются ассоциацией ее молекул посредством водородных связей. Водородными связями, в частности, объясняется аномально высокая диэлектрическая постоянная воды. Это является основной причиной ее высокой растворяющей способности по отношению к минералам с преимущественно ионным типом связей. Сила взаимного электростатического притяжения диполей воды и катионов оказывается в этом случае настолько значительной, что энергии теплового движения уже достаточно для разрыва связей гидратируемого минерала и перехода элементов в раствор.

Выветривание пород, сложенных минералами с ионным типом связей, происходит путем полного, или конгруэнтного, растворения, т.е. такого, когда в раствор в соответствии с законами растворения переходят все элементы кристаллохимической структуры минералов. Растворение осуществляется вдоль водопроводящих каналов, часто с образованием карста. Будем называть этот механизм растворения  $H_2O$ -конгруэнтным растворением или просто *a*-конгруэнтным растворением.

2. Большая часть силикатных и алюмосиликатных пород сложена минералами, в которых преобладают ковалентные или смешанные ионно-ковалентные типы связей. Они интенсивно растворяются при воздействии связанной воды, находящейся в системе макро- и ультрамикротрещин выветривающейся породы. В связанной воде заметно уменьшается диэлектрическая проницаемость и существенно увеличивается степень диссоциации, поэтому вода в данном случае выступает не в качестве полярного растворителя, а как донор ионов водорода и ОН-ионов. Ион водорода проникает во внешнюю электронную сферу атомов кислорода, находящихся в вершинах октаэдрических и тетраэдрических сеток минералов, и вступает с ними в химическую связь. Образование группы ОН приводит к ионизации алюминия и кремния, что облегчает возможность их атаки со стороны ОН-ионов. При этом неизбежно перераспределение энергии по связям и возникновение дополнительных колебаний атомов, которые приводят к ослаблению или разрыву Si-O-Si и Al-O-Si-связей и выходу элементов из структуры алюмосиликатов. К подобному результату приводит и повышенные концентрации иона водорода, обусловленные присутствием в почвенном растворе органических кислот. Будем называть описанные механизмы  $H^+$ -конгруэнтными или *b*-конгруэнтным растворением. Механизмом *b*-конгруэнтного растворения при внутрипочвенном выветривании разруша-

ются минералы с каркасной, слоисто-цепочечной, цепочечной и островной структурой: полевые шпаты, пироксены, амфиболы, оливин, нефелин, вулканические стекла и др.

3. Разрушение слоистых алюмосиликатных минералов при внутрислоевом выветривании осуществляется несколько иным образом. В их структуре отсутствуют крупные катионы (в хлоритах) либо они компенсируют изоморфные замещения (в слюдах) и располагаются между смежными слоями, связывая их иошными силами. Особенности структуры слоистых алюмосиликатных минералов обуславливают то, что в случае растворения триоктаэдрических слюд, хлоритов, смешанослойных хлорит-сметитов и слюда-сметитов в раствор переходят прежде всего элементы, связанные ионными типами связей или по своему положению в структуре минералов легкодоступные для взаимодействия с  $H^+$  и  $OH^-$ -ионами водного раствора и осуществления реакции гидролиза и катионного обмена. По мнению Б.П.Градусова и Н.П.Чижиковой (1976), при этом происходят замещение калия слюdistых межслоев другими катионами в окружении молекул воды, окисление  $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ , удаление Mg и Fe из октаэдрических сеток в триоктаэдрических слюдах, растворение хлоритовых прослоек и распад хлоритовых пакетов в хлоритах и смешанослойных хлорит-сметитах. Твердофазные продукты изменения этих минералов воспринимаются нами как ряды их деградационной трансформации: биотит  $\rightarrow$  гидробиотит  $\rightarrow$  вермикулит-сметит  $\rightarrow$  сметит; хлорит  $\rightarrow$  смешанослойный хлорит  $\rightarrow$  сметит (вермикулит)  $\rightarrow$  сметит; смешанослойный хлорит-сметит  $\rightarrow$  сметит; смешанослойный слюда-сметит  $\rightarrow$  сметит. В дальнейшем мы будем называть такие явления трансформационными или *a*-инконгруэнтным растворением. При *a*-инконгруэнтном растворении в отличие от *a*- и *b*-конгруэнтного основные элементы кристаллохимической структуры выветривающихся минералов сохраняются.

4. Сметиты лишены доступного резерва структурообразующих элементов – ионогенов. Их выветривание требует разрушения наиболее прочных ковалентных Si-O-Si и Al-O-Al-связей, что осуществляется с меньшей скоростью. (Это, очевидно, является основной причиной накопления сметитов в почво-элювиальных образованиях, формирующихся в условиях ослабленного, периодически промывного режима увлажнения, для которых сметит – предельная форма глинистого минералообразования). Растворение сметитов и октаэдрических слюд сопровождается полным распадом их структуры и обособлением более или менее подвижных кремнекислородных структурных блоков. Будем называть этот механизм *b*-инконгруэнтным растворением. Часть обособившихся кремнекислородных структурных блоков определяется в твердофазном субстрате почв и кор выветривания как рентгеноаморфный компонент, а другая служит матрицей для эпитаксического нарастания монослоев новообразованной синтетической кристаллической структуры смешанослойного каолинит-сметита и несовершенного каолинита.

*B*-инконгруэнтное растворение имеет профилеобразующее значение лишь в ферраллитном и аллитном почвообразовании субтропического тропического климата в условиях промывного режима увлажнения. Принципиальное различие процессов конгруэнтного и инконгруэнтного растворения минеральной массы в педогенезе заключается в том, что кон-

Породы легко карстующиеся, сложенные минералами с ковалентными и ионно-ковалентными типами связей

без нерастворимого остатка с нерастворимым остатком кварца

Породы некарстующиеся, сложенные минералами с преимущественно ковалентными и ионно-ковалентными типами связей, не содержащие сложные алюмосиликатные минералы

содержащие калиевые полевые шпаты, бескарбонатные

**$\alpha$ -конгруэнтного растворения**

**$\epsilon$ -конгруэнтного растворения**

Mg, Ca, S

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Al-Fe-хелатизация

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

партилизация наследованного опесчавания

партилизация опалового накопления

партилизация опалового накопления

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

Ca, Mg, K, Fe, Al, Si

Fe, Mg, Ca, K, Si, Al

Fe, Mg

Ca, Mg, K, Al, Fe, Si

Fe, Mg, Ca, K

Al-Fe-гумусового илловирования

груэнтное растворение приводит к полному разрушению кристаллической структуры минералов, а инконгруэнтное сохраняет те или иные фрагменты их структурных блоков. Это прямо отражается на составе твердофазных минеральных продуктов педогенеза. В случае *a*-конгруэнтного растворения подавляющая часть освобождающихся элементов, за редким исключением, выносится в конечные водоемы стока; при *b*-конгруэнтном растворении выносится лишь какая-то часть элементов, а остальные используются в синтезе минеральных новообразований. *a*-конгруэнтное растворение приводит к обособлению крупных малоподвижных структурных блоков, в которых сохраняются мотивы кристаллической структуры исходных минералов и из которых в конечном счете формируются новообразования, воспринимающиеся нами как трансформационные (Милло, 1968); *b*-конгруэнтное растворение обособляет структурные блоки, более просто построенные, очевидно состоящие из обрывков кремнекислородных сеток первичной структуры. В дальнейшем такие кремнекислородные сетки служат матрицей для синтетического минерального новообразования.

Сформулируем две аксиомы почво-элювиального процесса. 1. Скорости конгруэнтного и инконгруэнтного растворения минералов аналогичных материнских субстратов почв, формирующихся в контрастных биоклиматических условиях, неодинаковы. Как следствие в почвах разных климатов нередко принципиально различны продукты минерального синтеза, количество и характер дифференциации твердофазных продуктов распада и синтеза, количество и состав унаследованного продукта. 2. Скорости растворения и, как следствие, соотношение и качественный состав новообразованных и наследованных продуктов в почвах, формирующихся в сходных биоклиматических условиях, на субстратах, различающихся по минеральному составу и текстурно-структурным признакам, также различны. С этими двумя аксиомами и связано все кажущееся бесконечным множество твердофазных признаков ВПВ. Общий процесс ВПВ горных пород раскладывается на ряд элементарных, так или иначе повторяющихся при почвообразовании на различных субстратах и в разных условиях биоклиматического потенциала среды. Систематика их возможна лишь на основе "формально-аксиоматических" (Таргульян, 1985) построений, основанных на строгих теоретических представлениях об определенной иерархии ЭПП, составляющих общее явление ВПВ. Такой подход позволяет не только упорядочить представления об уже известных и описанных ЭПП, но и увидеть еще неизвестные, но теоретически вполне возможные. Несомненно, предлагаемый вариант "формально-аксиоматической" группировки ЭПП ВПВ дискуссионен. Особенно это относится к используемой терминологии.

В качестве примера реализации предлагаемого здесь подхода на рис. 1 приведена принципиальная схема иерархии ЭПП ВПВ горных пород класса I, групп А и Г, прослеженная до "конечных" членов идеального ряда выветривания.



Рис. 1. Элементарные почвообразовательные процессы в идеальных рядах выветривания горных пород класса I (преимущественно конгруэнтно растворяющихся)

Стрелки указывают на состав жидкого стока из формирующихся почвенных профилей

При внутрипочвенном выветривании горных пород класса II, помимо указанных в схеме, действует еще ряд ЭПП: унаследованного сиаллитного оглинивания или антиферраллитизации, глино-гумусового комплексобразования, гидрогенной латеритизации, матрично-синтетического оглинивания и глинистого метасоматоза. Проявление этих ЭПП как профилеобразующих прямо или косвенно обусловлено спецификой изменения присутствующих в материнских субстратах почв слоистых алюмосиликатных минералов как породообразующих компонентов.

Настоящая работа имела целью лишь представить опыт "формально-аксиоматического" подхода к исследованию ЭПП ВПВ, обозначить контуры предполагаемого иерархического построения ЭПП. Подробное описание каждого ЭПП, их места в сложной литогенно-климатической матрице и признако- и профилеобразующих результатов изложено в специальной публикации (Черняховский, 1991).

## Глава IV

### ЭПП МЕТАМОРФИЗМА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

В настоящее время существуют два основных направления систематизации в ЭПП метаморфизма органического вещества. И.П.Герасимов (1975) предложил выделить эти процессы по типу органического вещества с учетом факторной обстановки. По этим критериям было выделено всего два основных процесса: торфонакопление и гумусонакопление в различных условиях.

Эколого-биохимическая классификация типов гумуса (Duchaufour, 1982) построена в основном на морфохимических признаках почв; понятие о развитии процессов дается по их конечным результатам. Такой подход не может раскрыть механизмы и закономерности развития часто скрытых биохимических процессов, лежащих в основе формирования гумусовых горизонтов и самой почвы со всеми присущими ей морфологическими и физико-химическими свойствами.

Недостатки этого подхода, по нашему мнению, заключаются в следующем.

1. Отсутствие достаточно полной классификации типов гумуса и гумусовых горизонтов.
2. Довольно большой набор этих типов и соответственно большой набор ЭПП, пользоваться которым не очень удобно.
3. Выделение процессов по типам гумуса и их названия в соответствии с этими типами, скорее, говорят о диагностических признаках, а не отражают механизмы и сущности процессов образования данного типа гумуса.
4. Многие из названных типов гумуса образуются в результате действия нескольких ЭПП.

Иной путь выделения ЭПП метаморфизма органического вещества был предложен и разработан почвоведом-химиками и микробиологами (Пономарева, Плотникова, 1980; Александрова, 1980; Аристовская, 1980;

Дергачева, 1984). Они выделяют ЭПП не на основании результата, т.е. диагностического твердофазного признака, а на основании тех процессов, которые действительно происходят в почве с органическим веществом при его метаморфизме. Так, Т.В.Аристовская (1980) предлагает выделять элементарные почвенно-биологические процессы. К ним относятся такие процессы, дальнейшее дробление которых на составляющие невозможно без утраты ими своей почвенной специфичности.

Многообразие образующихся типов гумуса объясняется Т.В.Аристовской различием химического состава поступающих растительных остатков, разнообразием сообществ микроорганизмов, актиномицетов, грибов и т.д., разлагающих растительные остатки, а также различной интенсивностью этих процессов в различных биоклиматических условиях. Однако это не объясняет все известные процессы метаморфизма органического вещества.

Основываясь на концепции и определении ЭПП И.П.Герасимова (1973), М.И.Дергачева (1984) выделяет элементарные гумусообразовательные процессы (ЭПП) и определяет их как главные составляющие общего процесса гумусообразования, которые участвуют непосредственно в формировании компонентов системы гумусовых веществ и создании гумусового профиля почвы.

Выделенные М.И.Дергачевой восемь процессов свойственны любым почвам, а образование того или иного типа гумуса объясняется интенсивностью проявления каждого из них.

Б.Г.Розановым (1983) и Л.А.Гришиной (1986) были предложены списки ЭПП, содержащие группы процессов, выделенные как по типу образующегося признака (торф, подстилка), так и по самим процессам, протекающим в почвах (гумификация, гумусонакопление, ретинизация гумуса, миграция гумусово-минеральных соединений и т.д.). В представленных списках, с одной стороны, отсутствуют некоторые процессы, а с другой – встречаются такие ЭПП, которые являются составной частью других процессов. Например, дерновый процесс, по определению Б.Г.Розанова, представляет собой сумму интенсивного проявления процессов гумусообразования и гумусонакопления. Аналогичные примеры можно найти в списке Л.А.Гришиной.

Однако, несмотря на отмеченные недостатки, принципы выделения основных элементарных почвообразовательных процессов (педоморфизма органического вещества), предложенные Б.Г.Розановым и Л.А.Гришиной, являются наиболее рациональными и разработанными и используются нами при составлении списка. Сущность многих входящих в этот список ЭПП аналогична описанной Л.А.Гришиной (1986), М.И.Дергачевой (1984) и Б.Г.Розановым (1983), но нами исключены взаимозаменяемые процессы и добавлены процессы поступления органических остатков и их трансформации. Большинство из представленных процессов глобальные, т.е. действуют во всех почвах мира; тем не менее их различная направленность, различный исходный материал, а также различные комбинации процессов приводят к образованию множества морфохимических типов гумуса и гумусовых профилей почв.

Нами предлагается список ЭПП метаморфизма органического вещества (см. Общую систему ЭПП, гл. II). Он не является полным и всеобъем-

людям. Список, по-видимому, и не должен содержать большое количество процессов, но вместе с тем должен давать возможность описывать многообразие типов гумуса и гумусовых профилей. Перечисленные процессы являются составными частями единого процесса образования органо-профиля (по значимости близкого к почвообразовательному процессу).

Разнообразие процессов метаморфизма органического вещества, различная их интенсивность и сочетания с другими группами ЭПП формируют многообразие реальных органо-профилей почв.

### ПОСТУПЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ

И.П.Герасимов (1973), Б.Г.Розанов (1983), Л.А.Грипина (1986) и др. рассматриваемый процесс как таковой не выделяют. Вместо него выделяются такие горизонтообразующие (на поверхности почвы) процессы, как подстилко- и торфообразующие, складывающиеся из процессов поступления органических остатков, их трансформации, минерализации и гумификации. Однако А.Д.Фокин (1986), С.Боул и др. (1977) придают этому процессу большое значение, так как он во многом определяет дальнейшее превращение органического вещества в почве.

*Поступление органических остатков – процесс привноса органического вещества на поверхность почвы или в почву в виде свежих отмерших растительных и животных остатков (надземных и подземных), экскрементов животных, пойменных и агроирригационных наилков, органических удобрений и др.*

Интенсивность и характер процесса в значительной степени зависят от климата, рельефа и главным образом от функционирования структуры биогеоценоза или агроценоза, продуцирующих различное по устойчивости к трансформации и минерализации органическое вещество. В зависимости от локализации поступающего органического вещества можно выделить две его модификации в зависимости от преимущественного проявления: поступление на почву, поступление в почву (в минеральные горизонты профиля).

Процесс поступления отмерших остатков биоты существует в любой почве: можно сказать, что без него не существует почвы. В естественных биогеоценозах основным источником органического вещества являются остатки высших растений в виде наземного и корневого опада. Поступление веществ с низшими растениями, экскрементами и отмершими телами животных, с микробной плазмой, населяющей почву, как правило, имеет подчиненное значение, хотя в случае первичного почвообразования именно эти источники могут иметь первостепенное значение.

Поверхностное поступление органических остатков, как правило, преобладает в лесных экосистемах, где основная биомасса сосредоточена в надземном ярусе и большая часть ежегодной продукции отмирает и поступает на поверхность почвы. Важными факторами являются количество, качественный состав опада и обогащенность его элементами питания микроорганизмов и мезофауны, в частности азотом и биофильными элементами.

Преимущественно внутривнутрипрофильное поступление свойственно травянистым и тундровым экосистемам, где большая часть отмирающих рас-

тительных остатков находится в минеральной толще почвы. В агроценозах часть органических остатков, как правило, поступает уже в трансформированном и гумифицированном состоянии в виде органических удобрений (торф, сапропели, навоз, компосты, осадки сточных вод), а часть – в свежем состоянии (солома, пожнивные и корневые остатки). Причем их первоначальное распределение в почвенном профиле, по-видимому, значения не имеет, так как в относительно короткий промежуток времени происходит их большая или меньшая гомогенизация внутри пахотного горизонта с помощью сельскохозяйственной техники.

Кроме того, очень важен и химический состав поступающих в почву растительных остатков. В него входят различные по устойчивости к микробиологическому воздействию классы сложных органических соединений – такие, как углеводы, белки, лигнины, липиды, воска и смолы, дубильные вещества, различные пигменты, ферменты, витамины, низкомолекулярные соединения, а также зольные элементы. Растительные остатки различных ценозов в общем состоят из всех перечисленных соединений, однако количественное содержание компонентов варьирует в широких пределах. Преобладают углеводы (целлюлоза, гемицеллюлоза, пектиновые вещества), лигнин, белки, липиды, остальные вещества содержатся в относительно небольших количествах.

После отмирания живых организмов весь этот сложный комплекс веществ поступает в почву или на ее поверхность и подвергается дальнейшей трансформации с различной скоростью в зависимости от конкретных гидротермических условий.

Процесс поступления свежего органического материала является исходным для всех остальных процессов. Он протекает практически постоянно в течение всего года. В отдельные сезоны, особенно в конце вегетационного периода, происходит резкое увеличение количества поступающего органического вещества.

### ТРАНСФОРМАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ

Это – процесс, складывающийся из множества физических (механическое измельчение и др.), химических (окисление, деструкция), фотохимических (окисление и разложение под действием солнечного света) и, конечно, в основном биохимических (например, ферментативное расщепление биополимеров) реакций. При этом происходят превращения разнообразных химических соединений, имеющих в составе растительных тканей: лигнина, углеводов, белков, жиров и т.д. В зависимости от соотношения между химическими компонентами разложение каждого из них происходит с большей или меньшей интенсивностью и при участии тех или иных видов почвенной мезофауны, микроорганизмов и гетеротрофной растительности. Преобразование опада протекает как единый почвенный процесс, подчиняющийся определенным географическим закономерностям и имеющий в каждой экосистеме свою специфику. Так, во влажных тропических лесах почти вся первичная переработка опада осуществляется насекомыми. В тундровой зоне, где количество насекомых очень мало, а деятельность микроорганизмов часто угнетена вследствие воздействия низких температур и анаэробных условий, на первое место выходят



абиотические процессы криогенного измельчения и переработки опада выделениями гетеротрофной растительности (грибы и актиномицеты).

В результате процесса трансформации свежего органического вещества образуются промежуточные высокомолекулярные продукты разложения опада (Александрова, 1980), причем их образование осуществляется при непосредственном участии микроорганизмов. При этом могут протекать процессы глубокого разложения растительных остатков почвенной мезофауной, микроорганизмами, ферментами до мономерных продуктов распада, – таких, как фенолы, другие ароматические соединения, аминокислоты, простые сахара, органические кислоты и т.д., т.е. весь комплекс соединений, которые принято называть неспецифическим веществом почв (Кононова, 1963, 1972; Flaig, 1971, 1982). Большая часть из них в дальнейшем является строительным материалом для последующего процесса метаморфизма органического вещества – гумификации.

В зависимости от множества конкретных факторов процессы трансформации протекают с различной скоростью и достигают различной глубины. В результате процессов поступления и трансформации опада могут формироваться следующие органогенные горизонты: 1) в гидроморфных условиях – торфяные или торфянистые с запасами торфа до 2000 т/га и более; 2) в полугидроморфных условиях с достаточным поступлением минеральных элементов питания – торфянистые или перегнойные; 3) при достаточной аэрации под лесной растительностью в бореальном поясе – горизонты подстилки с запасами углерода 25 т/га до 10-15 см, в суббореальных, субтропических и тропических лесах с запасами от 5 до 1 т/га соответственно; 4) в степных травянистых сообществах – горизонты ветоши с запасами углерода до 5–6 т/га.

В различных климатических зонах и в зависимости от конкретных условий микроклимата, увлажнения, аэрации и биохимической активности процессы трансформации опада протекают с различной скоростью: наиболее медленно в условиях переувлажнения, в этих случаях формируются мощные торфяные толщи слабогумифицированного органического вещества. Фауна в таких условиях функционирует очень слабо, и измельчение происходит в результате механических процессов, вызванных либо криогенезом в арктическом и бореальном поясах, либо истиранием при высыхании–набухании в более теплых условиях. Биохимическое разложение осуществляется преимущественно гетеротрофной флорой (грибы, актиномицеты) и микроорганизмами.

В условиях достаточной аэрации роль почвенной фауны значительно возрастает. Так, в бореальных лесах существенная роль в первичной переработке принадлежит почвенным клещам, дождевым червям и другим представителям почвенной мезофауны. В тропических лесах основными переработчиками опада являются листогрызущие муравьи (Одум, 1986). В степях умеренного пояса, кроме дождевых червей, значительную роль в первичной переработке опада могут играть и млекопитающие, в частности грызуны.

Скорости образования и обновления образующихся органогенных горизонтов торфа, подстилки, ветоши также весьма различны. По данным радиоуглеродного анализа, многие мощные торфяники бореального, субтропического и тропического поясов имеют  $^{14}\text{C}$ -возраст более 8 тыс. лет,

что свидетельствует о длительности их образования и очень незначительных скоростях обновления в различных природных зонах. Однако их устойчивость весьма относительна.

Скорости обновления подстилки очень различаются в зависимости от природных условий. Так, в зоне северной тайги радиоуглеродный возраст подстилки подзолистых почв составляет первые сотни лет и таково время ее обновления, в южной тайге подстилка дерново-подзолистых почв имеет современный радиоуглеродный возраст и время ее обновления – первые десятки лет. Время обновления степного войлока, по расчетам многих авторов (Базилевич и др., 1986; Кобак, 1988), – единицы лет, а подстилки во влажных субтропических и тропических лесах – месяцы (Одум, 1986).

Первичная трансформация фактически всегда идет одновременно с процессом гумификации.

### ГУМИФИКАЦИЯ

Процесс гумификации изучается давно. Начиная с прошлого века о нем писали Я.Берцелиус, Р.Герман, П.А.Костычев, В.В.Докучаев, В.И.Вернадский и другие исследователи.

Д.С.Орловым предложено следующее его определение: *"Гумификация – это всеобщий процесс постмортального превращения органических остатков; он может протекать в почвах, природных водах, илах, торфах, при углеобразовании и образовании горючих сланцев, любых каустобиолитов... его нельзя ограничивать только почвенной средой"* (1988, с.15).

Гумификация органических остатков является одним из глобальных почвенных процессов, свойственных любой почве – от примитивных почв арктических пустынь до хорошо развитых почв степей, включая самые молодые почвы на техногенных отвалах или вулканических пеплах, или на древних корах выветривания в тропиках. Имеется ряд гипотез и предположений относительно механизма этого процесса, основанных на изучении физико-химических свойств и строения гумусовых веществ без учета их возраста и эволюционных изменений в процессе развития почвы.

В настоящее время существуют следующие гипотезы образования органического вещества почвы.

1. Гипотеза М.М.Кононовой (1963, 1972), по которой сначала происходит разложение растительных остатков почвенной мезофауной, микроорганизмами, ферментами до мономерных продуктов распада – таких, как фенолы и другие ароматические соединения, аминокислоты, простые сахара и т.д., а затем – конденсация продуктов распада с образованием гумусовых веществ. Конденсация основных структурных единиц осуществляется путем окисления фенолов типа фенолоксида через семихиноны до хинонов и взаимодействия последних с аминокислотами. Причем, по мнению автора, поликонденсация – химический процесс.

Аналогичным образом выглядит схема В.Флайга (Flaig, 1971). Однако он указывает на многообразие источников мономерных продуктов, участвующих в построении молекул гумусовых веществ. В формировании молекул, по Флайгу, участвуют продукты распада лигнина и азотсодержащие вещества микроорганизмов и растений, а также фенолы,

являющиеся продуктами жизнедеятельности микроорганизмов или содержащиеся в растениях.

Данные поликонденсационные схемы не могут полностью объяснить механизма образования гумусовых кислот и формирования центральной и периферической частей молекул.

Согласно рассматриваемым гипотезам, радиоуглеродный возраст гумуса должен нарастать по мере увеличения молекулярной массы как при переходе от фульвокислот к гуминовым кислотам, так и в группе самих гуминовых кислот, так как кислоты с большей молекулярной массой должны быть наиболее химически зрелыми и дольше участвовать в процессах почвенного метаболизма.

Однако это плохо согласуется с результатами радиоуглеродного датирования. По данным Г.Шарпенсила (Scharpenseel, 1977), радиоуглеродный возраст фракции гуминовых кислот с большей молекулярной массой (проходящая фракция на сефадексе G-50) из горизонта Bh (40- 55 см) подзола равен  $2230 \pm 70$  лет, а фракции с меньшей молекулярной массой –  $5440 \pm 90$  лет. Аналогичная картина получена этим автором для ГК из горизонта Ah (40-50 см) лесного чернозема, где радиоуглеродный возраст составил для высокомолекулярной фракции  $1430 \pm 60$  лет, а для низкомолекулярной –  $2940 \pm 90$  лет. Таким образом, радиоуглеродный возраст фракции с молекулярной массой меньше 30000 Д почти в 2 раза больше в обеих почвах, чем у высокомолекулярной фракции.

Нами были определены радиоуглеродный возраст и молекулярно-массовое распределение в гумусовом профиле современного чернозема. Оказалось, что в верхней части профиля, где гумусовые кислоты имеют минимальный радиоуглеродный возраст, в их составе довольно велика доля высокомолекулярных фракций и меньше содержание относительно низкомолекулярных.

2. По гипотезе Л.Н.Александровой, "гумификация представляет собой сложный биофизико-химический процесс трансформации промежуточных высокомолекулярных продуктов разложения органических остатков в особый класс органических соединений – гумусовых кислот. Основными элементарными звеньями ее являются окислительное кислотообразование, формирование азотистой части молекул, фракционирование и дальнейшая трансформация новообразованных гумусовых кислот (их дальнейшая ароматизация и гидролитическое расщепление, сорбция, конденсация), а также процессы взаимодействия с минеральной частью почвы" (1980, с.133).

Сначала происходит биохимическое окислительное кислотообразование, т.е. формирование системы гумусовых кислот, подвергающихся в дальнейшем длительным и сложным процессам трансформации. Эти процессы, по мнению автора, осуществляются при непосредственном участии оксидаз микроорганизмов, роль которых показана М.М.Кононовой и др. (1963). Но, согласно, Л.Н.Александровой, процессу окислительного кислотообразования подвергаются не мономеры, а высокомолекулярные продукты разложения растительных остатков, и поэтому гуминовые кислоты с первых этапов своего существования представляют собой высокомолекулярные соединения. Азотистая часть молекул формируется не в результате конденсации фенолов с аминокислотами, а при гумификации растительных остатков, содержащих белки.

Неоднородность химического состава гумифицирующих органических остатков, стадийность процесса гумификации и различие условий, в которых он протекает, а также реакция взаимодействия образующихся гуминовых кислот с компонентами минеральной части почвы являются основными причинами гетерогенности почвенного гумуса.

Согласно этой схеме, образование фульвокислот в основном идет при дальнейшей гумификации гуминовых кислот. С этим положением нам трудно согласиться, так как оно противоречит данным радиоуглеродного анализа, свидетельствующего о том, что в большинстве типов почв, за исключением почв с ярко выраженным фульватным типом гумуса, фульвокислоты значительно моложе гуминовых кислот.

По гипотезе Л.Н.Александровой, радиоуглеродный возраст всех фракций гуминовых кислот должен быть примерно одинаков, ибо все части молекул образуются одновременно путем биохимического окисления и расщепления органических остатков, причем наиболее молодыми должны быть высокомолекулярные фракции малоизмененных растительных остатков. Последнее предположение хорошо согласуется с данными радиоуглеродного анализа.

Но периферическая и центральная, или ядерная, части молекул, как правило, разновозрастны по радиоуглероду. Работами Д.Дженкинсона, Г.Шарпенсила (Jenkinson, Rayner, 1977; Scharpenseel, 1977) и др. показано, что периферическая часть молекулы, которая отщепляется при кислотном гидролизе, как правило, имеет активность современного эталона или даже вследствие так называемого "бомбового эффекта" превышает ее, в то время как радиоуглеродный возраст негидролизуемого остатка меняется в интервале от 1000 до 4000 лет в различных почвах. Аналогичные результаты получены нами (Черкинский, 1983).

Данный эффект свидетельствует о том, что негидролизуемый остаток является биологически инертной частью гуминовых кислот, которая, вероятно, не участвует (или мало участвует) в процессах метаболизма углерода гумуса. Активной, постоянно обменивающейся является гидролизуемая часть молекул. Это предположение подтверждается работами А.Д.Фокина и др. (Фокин, 1974; Фокин Карпухин, 1974).

Д.С.Орлов (1974, 1988), предположив, что существует единый механизм формирования свойств гуминовых и фульвокислот, достаточно определенно показал, что для растительных остатков в почве возможны два пути превращений. В почвах с повышенной биологической активностью (черноземы и им подобные) следует ожидать преобладания первого пути: распад растительных остатков до мономеров и их последующая гетерополиконденсация. В почвах с пониженной биологической активностью (подзолистые, дерново-подзолистые и т.д.) глубокого распада растительных остатков не происходит.

Крупные фрагменты лигнина, белков, полисахаридов, пигментов путем карбоксилирования и деметоксилирования постепенно трансформируются в гумусовые кислоты. Но и в этом случае не отрицается полностью участие мономеров, которые вступают в реакции конденсации или обмена с гумусовыми и прогумусовыми кислотами на разных этапах процесса гумификации. Эта гипотеза подразумевает взаимопревращение веществ с различной молекулярной массой за счет распада и ресинтеза биопо-

лимеров. Так как биологическая активность подзолистых почв ниже, чем черноземов, то становится понятным довольно высокое содержание пептидов и полисахаридов в гуминовых кислотах этого типа почв. В пользу обсуждаемой схемы свидетельствуют эксперименты с мечеными по  $^{14}\text{C}$  фульвокислотами и ресинтезом из них гуминовых кислот, согласно которым ядро молекулы гуминовых кислот остается довольно длительное время неизменным, а периферическая часть мобильна и подвергается постоянному обмену (Фокин, Карпухин, 1974; Martel, Lasalle, 1977; Jenkinson, Rayner, 1977; Scharpenseel, 1977; Черкинский 1983).

Согласно кинетической теории гумификации, предложенной Д.С. Орловым (1977), глубина гумификации определяется биохимической активностью почвы, т.е. скоростью переработки органического материала. Термодинамически процесс всегда имеет одно направление – отбор устойчивых продуктов независимо от факторов почвообразования и типа почвы. Поэтому гумусовые вещества всех почв имеют общий принцип строения. Но направленности процесса еще недостаточно для понимания характера гумуса конкретных почв, его зависимости от кинетических параметров, таких, как количество вовлекаемых в трансформацию органических остатков, интенсивность их трансформации, близкая к величине биологической активности почв, и длительность процесса. Подтверждением этой теории могут служить некоторые факты, полученные с помощью радиоуглеродного датирования. Так, гуминовые кислоты древнее, чем фульвокислоты, гидролизуемые части молекул моложе, чем негидролизуемые остатки, высокомолекулярные фракции гуминовых кислот моложе низкомолекулярных. В черноземе, где довольно высока биологическая активность, разница в возрасте между гуминовыми и фульвокислотами больше, чем в подзолистых почвах. Причем гуминовые кислоты чернозема, являющиеся более термодинамически устойчивыми образованиями, могут иметь довольно большой радиоуглеродный возраст, более 5000 лет в нижней части гумусового профиля.

Преобладание фульвокислот над гуминовыми и специфика гуминовых кислот гумуса подзолистых почв (преимущественное содержание свободных и рыхлосвязанных гуминовых кислот, их строение, близкое к строению фульвокислот, высокое содержание промежуточных продуктов разложения – полипептидов и полисахаридов, связанное с пониженной биохимической активностью этих почв) в то же время свидетельствуют о высокой скорости обмена органического вещества в верхних горизонтах, что подтверждается радиоуглеродными определениями (около 100 лет — до 1000 лет). При радиоуглеродном датировании гуминовых кислот горизонта В подзолистых почв значения возраста достигают нескольких тысяч лет, что указывает на снижение обмена и закрепление их в минеральной толще путем физической и химической сорбции. Затем по мере насыщения и сокращения числа так называемых активных центров, т.е. тех, которые удерживают гумусовые вещества, скорость накопления их снижается и, наконец, достигается состояние квазиравновесия, когда только небольшая часть гумуса, закрепленного минералами, будет обмениваться или, возможно, присоединять молодые гумусовые вещества, поступающие из элювиальных горизонтов.

На интенсивность процессов гумификации, обновления гумуса и транс-

Таблица 2

Радиоуглеродный возраст гуминовых кислот  
некоторых типов почв

Почва	Горизонт	Глубина, см	<sup>14</sup> C-возраст, лет
Арктический подбур	АО-А2	1-3	3700±40
Тундровая торфянистая	T1	0-6	1090±100
	T1T2	6-15	2330±70
	T2	15-26	3550±60
Подзолистая северотаежная	АО	0-3	315±70
	А2	3-6	540±30
	В	15-22	2660±30
Дерново-подзолистая южнотаежная	А1	2-5	Соврем.
	А1А2	5-11	600±30
	А2	11-27	1180±30
	А2 <sub>2</sub> +А2В	33-51	4400±30
Серая лесная под широколиственным лесом	А1	1-6	155±30
	А1А2	6-15	1580±40
	А2	28-37	5480±100
Чернозем типичный	А1	3-11	1250±50
	А1	12-18	1290±40
	А1	70-80	5170±60
Каштановая сухостепная	А1	0-10	290±70
	АВ	50-60	3680±50
Краснозем субтропический	А1 <sub>1</sub>	0-9	Соврем.
	А1 <sub>2</sub>	9-18	Соврем.
	АВ	20-30	Соврем.
	В1	30-40	Соврем.

формации органического вещества большое влияние оказывают внешние условия (факторы среды): степень увлажнения (переувлажнения), механический состав почв и др. Выяснено, что усиление увлажнения и утяжеление механического состава снижают интенсивность обмена и приводят соответственно к увеличению <sup>14</sup>C-возраста гумуса подобных почв (или их отдельных горизонтов).

Кроме того, скорость круговорота углерода сильно зависит от климатических условий (табл. 2). Так, в арктических и тундровых почвах она замедлена и радиоуглеродный возраст горизонта АО (1-3 см) оподзоленного подбур (арх. Шпицберген) равен 3700 лет. С повышением биологической активности в ряду подзолистых почв скорость процессов гумификации и минерализации возрастает и радиоуглеродный возраст верхних горизонтов уменьшается от первых сотен лет (северная тайга) до современного (южная тайга, широколиственные леса на серых лесных почвах). При переходе к степным почвам, где биологическая активность оптимальна, а значения коэффициента увлажнения близки 1, радиоуглеродный возраст гуминовых кислот увеличивается за счет более прочных связей гумусовых веществ с минеральной частью и их большей термодинамической устойчивости. В сухих степях и саваннах при незначительно

меньшем поступлении органических остатков, более интенсивной их трансформации и гумификации увеличивается скорость процессов минерализации и соответственно уменьшается содержание гумуса и его радиуглеродный возраст.

В субтропических и тропических лесах при максимальном поступлении опада и максимальных скоростях его трансформации и минерализации накопление гумуса очень незначительно, а скорости его обновления достаточно велики и радиуглеродный возраст близок современному.

### МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

*Процесс минерализации – это комплекс физико-химических и биохимических окислительно-восстановительных микропроцессов, приводящих к полному разложению органических остатков и собственно гумусовых веществ до конечных продуктов окисления – окислов и солей. Этот процесс обязателен и необходим в цикле биокруговорота углерода, так как он обуславливает освобождение и переход в доступную форму основных элементов минерального питания растений.*

Необходимо разделять: 1) прямую и относительно быструю минерализацию растительных остатков без заметной гумификации; 2) минерализацию уже сформированных гумусовых веществ.

Реально в любой почве одновременно протекают оба процесса, но их соотношение в зависимости от конкретных условий различно. Так, в торфяных и торфянистых почвах минерализация растительных остатков выражена слабо, а минерализация гумусовых веществ практически отсутствует. В степях опад, поступающий на поверхность почвы, минерализуется быстро, тогда как гумусовые вещества, закрепляясь в почвенном профиле, минерализуются крайне медленно. Автоморфные почвы тропиков характеризуются высокими скоростями минерализации не только поступающего опада, но и новообразованного гумуса.

Процессы минерализации не образуют признаков в твердой фазе почвы, поэтому судить о скорости их протекания можно по показателю дыхания почвы, который является суммарным результатом минерализации как растительных остатков, так и гумуса. Самая высокая интенсивность выделения  $\text{CO}_2$  с поверхности почвы свойственна влажным дождевым лесам тропического пояса, что обусловлено большой массой опада и быстрой его минерализацией. Наиболее низкие показатели почвенного дыхания (менее  $0,1 \text{ г CO}_2/\text{м}^2$  в час) характерны для болотных и пустынных экосистем. В растительных сообществах средних широт отмечены значительные колебания показателей интенсивности почвенного дыхания – от  $0,1$  до  $9,5 \text{ г CO}_2/\text{м}^2$  в час, связанные с различной активностью почв разных экосистем (Кобак, 1988).

Другой метод изучения минерализации заключается в наблюдении кинетики процессов с помощью меченых атомов (Jenkinson, Rayner, 1977; Фокин, 1986; и др.). Он позволяет непосредственно изучать не только интенсивность процессов минерализации растительных остатков и гумуса, но и отдельных групп соединений. Нами на основании данных радиуглеродного анализа рассчитаны коэффициенты минерализации гумуса и гуминовых кислот чернозема (Черкинский, Бровкин, 1989).

Таблица 3

Коэффициенты минерализации гумуса гуминовых кислот  
в профиле типичного чернозема

Горизонт	Глубина, см	Коэффициент минерализации, % /год	
		гумус	гуминовые кислоты
Al <sub>1</sub>	0—10	0,1979	0,0939
	10—20	0,1272	0,0635
	30—40	0,1692	0,0358
Al <sub>2</sub>	50—60	0,0288	0,0191
AB	70—80	0,0211	0,0164

Как видно из данных табл. 3, наиболее устойчивы к минерализации гуминовые кислоты. Причем скорость их минерализации различна в разных частях профиля и закономерно убывает с глубиной, по мере ослабления активности деятельности микроорганизмов. Значения коэффициентов минерализации минимальны в черноземных почвах, в лесных почвах бореального пояса они могут достигать 2,2%/год, а в почвах тропических лесов — еще выше.

#### КОМПЛЕКСООБРАЗОВАНИЕ И МИГРАЦИЯ ПРОДУКТОВ ГУМИФИКАЦИИ

*Комплексообразование* — это процессы взаимодействия образующихся при гумификации органических кислот специфической (гумусовой) природы и неспецифических соединений с минеральной частью почвы, приводящие к ее частичной или полной мобилизации. Мобилизация минеральных соединений может происходить за счет образования истинных солевых растворов щелочных и щелочноземельных металлов, растворов комплексных соединений, или хелатов. При этом в качестве комплексируемого катиона в основном используются ионы железа и алюминия, а также коллоидные растворы — золи кремния и алюминия.

В составе специфического почвенного органического вещества традиционно выделяют две группы кислот: 1) наиболее подвижные, агрессивные и растворимые как в кислой, так и в щелочной среде, относительно низкомолекулярные фульвокислоты (ФК); 2) менее подвижные, высокомолекулярные и растворимые только в щелочной среде гуминовые кислоты (ГК).

Фульвокислоты способны образовывать концентрированные кислые водные растворы. Емкость связывания ими оснований при pH 7—8 колеблется в пределах 600—800 мг-экв на 100 г ФК (Пономарева, Плотникова, 1980). С одно- и двухвалентными катионами Na, K, NH<sub>3</sub>, Ca, Mg фульвокислоты образуют водорастворимые соли, которые в дальнейшем могут мигрировать и выноситься за пределы почвенного профиля. При взаимодействии ФК с полуторными окислами образуются, как правило, комплексные соединения. В зависимости от конкретных почвенных условий эти соединения могут как мигрировать в растворе, так и выпадать в осадок (в последнем случае формируются, например, Al—Fe-гумусовые иллювиальные горизонты). Способность к миграции или осаждению зависит от соотношения между реагентами и концентрацией поч-



венных растворов. Аналогичным образом ведут себя многие неспецифические кислоты, содержание которых в составе органического вещества, как правило, не превышает единиц процентов.

Гуминовые кислоты считаются менее подвижными и более устойчивыми соединениями, чем фульвокислоты. Необходимо выделять по крайней мере две фракции гуминовых кислот, различающиеся по цвету, элементному составу, степени агрессивности и способности реагировать с минеральной частью почвы.

Гуминовые кислоты черного цвета (ЧГК) даже при невысоком их содержании (порядка 1%) придают почвам тяжелого механического состава (например, вертисолям, смолницам) интенсивно черный цвет. В условиях ненасыщенности основаниями при pH 4,0—4,5 они образуют растворы с концентрацией до 0,03% (Пономарева, Плотникова, 1980) и мигрируют в почвенном профиле. В нейтральных почвах с выщелоченными гумусовыми горизонтами такие условия возникают в локальных зонах — местах обильных корневых выделений и скоплений разлагающегося корневого опада. Это свойство ЧГК, по-видимому, играет существенную роль в формировании гумусовых горизонтов степных почв в условиях насыщенности основаниями.

ЧГК обладают сильно выраженным химическим сродством к щелочным и щелочноземельным катионам, главным образом к  $Ca^{2+}$ , благодаря чему они образуют с ним устойчивые органо-минеральные соединения. Эти соединения имеют нейтральную реакцию и хорошо структурируют почву, способствуя образованию водопрочных микроагрегатов.

Бурые гуминовые кислоты (БГК) образуются главным образом в лесных почвах в условиях влажного климата. Они слабо растворимы в водных растворах даже при значениях pH 5, слабо взаимодействуют с Ca и легко "отдают" его в раствор, участвуя в реакциях катионного обмена даже с ионами гидроксония. У БГК ярко выражено химическое сродство с полуторными окислами, особенно с Fe, с которыми они образуют устойчивые комплексные соединения с низкой растворимостью и, по данным А.Д. Фокина (1974), с низкой миграционной способностью. Как правило, соединения обладают кислой реакцией, так как образуют гигантские комплексы с молекулярной массой агрегатов более сотен тысяч дальтон, не способных полностью насытиться полуторными окислами.

В лесных почвах бореального пояса БГК образуют аккумулятивный профиль. В почвах под влажными тропическими и субтропическими лесами, в условиях значительного количества атмосферных осадков и соответственно большего разбавления почвенных растворов вертикальная и латеральная миграция и вынос комплексных соединений БГК происходят значительно интенсивнее, чем в почвах бореальных лесов (например, в тропических подзолах горизонты аккумуляции гумуса находятся на глубине около 1 м).

Образование органо-минеральных соединений, по-видимому, может происходить непосредственно в процессе гумификации (как, например, в степных насыщенных почвах) или после поступления продуктов гумификации из подстилки в минеральную толщу профиля. Образование органо-минеральных соединений наиболее вероятно происходит при участии биоты, в частности микроорганизмов, хотя возможно и их абиотическое образование.

Почвенная биота является не только мощнейшим фактором трансформации и гумификации органического вещества, но она также участвует и в перемещении вещества как внутри почвенного профиля, так и за его пределами. Еще Ч. Дарвин указывал на роль дождевых червей в

перемещении почвенной массы. В процессах переноса органического материала принимают участие и другие представители почвенной фауны, среди которых особенно распространены грызуны-землерои (например, большая песчанка в пустынях, суслики в степях), почвенные коллемболы, различные одноклеточные и т.д.

Однако в почвах миграционные процессы осуществляются в основном под действием абиотических факторов (силы тяготения, осмотические явления, капиллярное перемещение растворов, диффузия и др.).

Миграция органического вещества происходит преимущественно в составе почвенных растворов и суспензий, причем перемещаются они не фронтально, а по локализованным каналам — трещинам, поверхностям структурных отдельностей, ходам корней и т.п. А.Д. Фокин (1986) отметил важную особенность миграции органических и органо-минеральных веществ с потоками почвенной влаги: в лабораторных и полевых опытах с мечеными атомами он установил, что среднестатистическая скорость перемещения растворенного вещества значительно ниже скорости перемещения почвенной влаги. Это связано с тем, что вода, фильтруясь по полостям и пустотам, не затрагивает твердый почвенный материал, в то время как растворенное органическое вещество, перемещаясь по тем же каналам, что и вода, периодически, в силу большей или меньшей сорбционной способности, входит в состав твердой фазы почвы и затем либо диффундирует внутрь педов, либо десорбируется в почвенный раствор.

Кроме вертикальной миграции органического вещества и органо-минеральных соединений, в почвах часто наблюдается их боковое перемещение (поверхностное или внутрипочвенное). Эти процессы особенно сильно развиты в органогенных и лесных почвах с достаточно мощной подстилкой при значительном количестве атмосферных осадков и определенном уклоне рельефа. Поверхностному стоку способствуют ливневый характер осадков, более или менее значительное промерзание почвы и интенсивное снеготаяние. Именно с поверхностным стоком связаны наибольшие перемещения и необратимые потери органического вещества современных почв. Предполагается, что в почвах подзолистого типа латеральный внутрипочвенный сток соизмерим с вертикальной миграцией веществ.

Часто мигрирующие органические и органо-минеральные вещества закрепляются в пределах почвенного профиля процессами иммобилизации.

#### **ИММОБИЛИЗАЦИЯ ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНЫХ СОЕДИНЕНИЙ**

*Иммобилизация органического вещества и органо-минеральных соединений — это процессы, действующие на различных биогеохимических барьерах и приводящие к осаждению этих веществ из почвенных растворов и суспензий и их закреплению.*

Механизм осаждения и факторы, его вызывающие, могут быть самыми разнообразными: например, надмерзлотное осаждение светло-желтых растворов гумусовых и гумусово-минеральных соединений, свойственное почвам тундр и северной тайги (так называемый процесс ретинизации гумуса). При этом в надмерзлотных горизонтах происходит значительное (до 3—4%) и необратимое накопление фульватного гумуса, который после промерзания теряет способность растворяться и его обнесвление осуществляется только в процессе относительно слабой в этих условиях минерализации. Аналогичный эффект достигается в степных почвах при их иссушении. Однако механизмы коагуляции и процессы возможных преобразований гумуса отличаются от действия криогенных процессов,

при которых происходит простое обезвоживание коллоидных частиц без их заметной трансформации.

Кроме того, существенную роль в процессах иммобилизации органо-минеральных веществ играют степень насыщенности основаниями почвенного раствора, или, точнее, концентрации раствора, и его ионная сила, особенно сильное влияние оказывающие на устойчивость суспензии и крупных коллоидных частиц. Так, по мнению В.В. Пономаревой (Пономарева, Плотникова, 1980), в верхних горизонтах типичных черноземов гуминовые кислоты, не насыщенные Са, растворяются и мигрируют вниз по профилю, осажаясь по мере насыщения раствора Са; в результате формируется мощный гумусовый горизонт. Аналогичные результаты получены нами при изучении молекулярного состава и радиоуглеродного возраста ГК из различных частей гумусовых горизонтов чернозема (Черкинский, 1983).

Способностью осаждать органо-минеральные коллоиды обладают ионы не только Са, но и полуторных окислов, однако у последних она значительно ниже, в силу того, что они обладают меньшей растворимостью, а в часть их, как правило, расходуется на связи в минералах. Поэтому ферраллитные почвы обычно не имеют горизонтов с заметным накоплением органического вещества.

Осаждение может также происходить при изменении окислительно-восстановительных условий в пределах почвенного профиля. Например, в местах скопления органических веществ, особенно в анаэробных условиях, образуются легкорастворимые органо-минеральные комплексные соединения двухвалентного железа, которые мигрируют в составе почвенных растворов в минеральную толщу с более высоким окислительно-восстановительным потенциалом. Если величина потенциала достаточна для окисления двухвалентного железа в трехвалентное, то весьма слабо-растворимые соединения последнего иммобилизуются и выпадают в осадок. При этом возможно образование как органо-минеральных конкреций в виде стяжений и желваков, так и целых горизонтов, пропитанных органо-минеральными соединениями.

Необходимо отметить, что все процессы иммобилизации несомненно сопровождаются процессами, приводящими к перераспределению вещества между твердой и жидкой фазами почвы. Твердая минеральная фаза почвы в зависимости от механического и минерального состава обладает более или менее активной поверхностью, способной сорбировать органические и органо-минеральные соединения. Наиболее хорошо поглощение выражено у почв, обогащенных глинистыми минералами групп монтмориллонита, имеющими активную поверхность до 500 м<sup>2</sup>/га.

По мнению А.Д. Фокина (1986), механизм сорбции осуществляется через ионный обмен, изоморфные замещения, образование труднорастворимых осадков. Кроме того, в почвах широко представлены и другие виды сорбционных взаимодействий: поглощение молекул по типу физической адсорбции или химическое взаимодействие с образованием различных по характеру и прочности связи сорбционных систем. Процессы сорбционного закрепления молекул имеют исключительно важное значение в сохранении и относительной стабилизации почвенного гумуса. Однако их механизмы и основные закономерности пока изучены недостаточно.

В заключение следует отметить, что основная трудность использования предлагаемого списка заключается в том, что сущность и скорости многих процессов, протекающих в почвах, мало изучены, а их механизмы чаще всего представляются на гипотетическом уровне.

## ЭПП ПЕРЕОРГАНИЗАЦИИ ПОЧВЕННОЙ МАССЫ

Рассматриваемая группа ЭПП включает две подгруппы, существенно различающиеся по их механизмам.

### ОСТРУКТУРИВАНИЕ

*Оструктуривание* — процесс образования агрегатов почвенной массы из отдельных механических элементов (минеральных зерен, разноразмерных агрегатов) при одновременном действии механизмов консолидации почвенной массы и обособлении отдельных частей. Этот процесс приводит к дифференциации почвенного горизонта на почвенные агрегаты, неагрегированную массу и межагрегатные пустоты в различных для разных почв отношениях, формах и взаимной пространственной ориентации.

Выделено шесть ЭПП оструктуривания, относящихся к трем группам, различающимся по основным механизмам обособления почвенных агрегатов:

- I. Собственно хомогенное оструктуривание:
  1. ЭПП коагуляционного оструктуривания.
- II. Биогенное оструктуривание:
  2. ЭПП травяно-корневого зернистого оструктуривания.
  3. ЭПП копролитаобразования.
- III. Компрессионно-гидротермическое оструктуривание:
  4. ЭПП оструктуривания вертикального растрескивания.
  5. ЭПП горизонтального шпирового оструктуривания.
  6. ЭПП слитизации.

**Э П П ко а г у л я ц и о н н о г о о с т р у к т у р и в а н и я** — оструктуривание почвенной массы путем склеивания минеральных частиц органическими или органо-минеральными структурами с последующей денатурацией структуры или без таковой.

**Механизм.** Сущность процесса — склеивание дисперсных минеральных зерен специфическим и неспецифическим почвенным органическим веществом, образующимся в результате деятельности микроорганизмов, и его органо-минеральными, прежде всего органо-железистыми, производными. Первичные коагуляционные агрегаты не превышают размеров 0,01—0,05 мм, более крупные образуются при их склеивании. Коагуляционные агрегаты имеют различную прочность и водпрочность в зависимости от характера клеящей органики и катиона-коагулянта. Наибольшим агрегационным потенциалом обладают способные к денатурации гумусовые вещества, осаждаемые кальцием или железом.

**Д и а г н о с т и к а.** Почвенные агрегаты, образованные преимущественно коагуляционными процессами, имеют нерегулярную форму (случайное слипание) и представлены порошистыми (округло микрокомковатыми) или комковатыми отдельностями. Почвы с наибольшим коагуляционным потенциалом имеют наименее выраженную коагуляционную структуру, так как в них обычно действуют другие процессы оструктуривания, в значительной степени влияющие на размер и форму структурных отдельностей. Именно коагуляционные микроструктуры и их порошистые агрегаты являются первоосновой практически всех структур гумусовых горизонтов. Примером коагуляционных структур могут служить структуры порошисто-комковатых гумусовых горизонтов кислых лесных почв, а также псевдопесчаные иллювиально-железистые горизонты. Вместе с тем следует иметь в виду, что в почве практически всегда

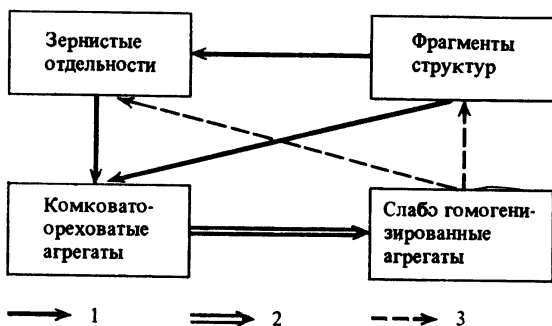


Рис. 2. Схема циклического структурообразования в гумусовом горизонте типичного чернозема Курской лесостепи (Марголина и др., 1988)

1 — агрегация; 2 — гомогенизация; 3 — дезагрегация

действуют силы, вызывающие напряжения и приводящие к деформации коагуляционных структур.

Группа процессов биогенного оструктурирования развивается, как правило, на фоне процесса коагуляционного склеивания дисперсной массы или включает его как составную часть.

Э П П травяно-корневого оструктурирования — образование зернистых агрегатов с денатурированным гумусовым структуром путем дробления травянистыми корнями агрегатов более крупных или более высоких порядков.

Механизм. Исходная структурная форма, дающая начало зернистым отдельностям, представлена крупной комковатой коагуляционной отдельностью, сформировавшейся в обстановке интенсивного продуцирования темного муллевого гумуса и насыщенности кальцием. При расклинивании этой плотной отдельности травянистыми корнями возникают зернистые отдельности с хорошо выраженными, гранями и ребрами растрескивания. Зернистая структура доминирует в богатых, биологически активных почвах с высоким коагуляционным потенциалом. Поэтому здесь постоянно происходит обновление структуры через коагуляционную агрегацию зернистых отдельностей и мелких порошистых производных дробления в более крупные ореховато-комковатые агрегаты с последующим расклиниванием последних корнями и образованием зернистых отдельностей свежей огранки (рис. 2).

Диагностика. Указанный ЭПП диагностируется по преобладанию в горизонте зернистых отдельностей и сопутствующих форм, необходимых для их воспроизводства (см. выше). Почвенная масса содержит значительное количество гумуса муллевого типа (до 4% и более), обладает высокой емкостью обмена, насыщенным поглощающим комплексом с преобладанием кальция. Структура может быть унаследованной в процессе эволюции почвы и, при несоответствии современным факторам, сохраняться в слабо турбурируемых горизонтах со значительным уплотнением упаковки.

ЭПП копролитаобразования — обособление почвенной массы в агрегаты при прохождении ее по кишечному тракту почвенной мезофауны.

Механизм. Почвенная масса, проходя через кишечник почвенных беспозвоночных (энхитреид, коллембол, дождевых червей, личинок на-

секомых и т.п.), агрегируется путем механического сдавливания, склеивания кишечными выделениями, армирования неперевавшими растительными волокнами. После выхода из организма "строителя" устойчивость (прочность, водопрочность) структур увеличивается за счет гумификации кишечных выделений при интенсификации деятельности микрофлоры в условиях богатства органического питания и подкармливания (последнее в копролитах дождевых червей).

**Д и а г н о с т и к а.** Копролитообразование диагностируется по наличию копролитов, форма которых указывает на их происхождение. В отдельных случаях копролиты могут преобладать в массе горизонта настолько, что тот может называться копрогенным (сероземы, серые лесные почвы, некоторые черноземы и др.).

Группа процессов компрессионного гидротермического оструктурирования имеет явно абиогенную природу и может проявляться как в чистом виде, так и накладываться на описанные выше процессы оструктурирования, в различной степени меняя структурную организацию горизонта — от незначительной трансформации исходной структуры до ее полного уничтожения.

**Э П П о с т р у к т у р и в а н и я в е р т и к а л ь н о г о р а с т р е с к и в а н и я** — оструктурирование почвенной массы, скрепленной любым типом структур, путем неоднократного разбивания вертикальными трещинами при периодическом изменении объема.

**М е х а н и з м.** Вертикальные трещины возникают в потерявшей пластичность почвенной или породной массе достаточно тяжелого механического состава (суглинисто-глинистого) при уменьшении объема в случае: а) иссушения после периода переувлажнения и разбухания, б) промерзания. Возникающие при этом напряжения приводят к растрескиванию и образованию: а) призматической или призматически-глыбистой структуры (столбчатой как частный случай), б) ореховатой, призматически-ореховатой, ореховато-остроугольной и неправильно-остроугольной структуры. Неодинаковая усадка материала в верхней и нижней частях призм растрескивания может приводить к напряжению, вызывающему скол призмы, т.е. к ее горизонтальному рассечению.

**Д и а г н о с т и к а.** Проявление указанного ЭПП выражается в виде структур, описанных выше, характерных для различных почвенных горизонтов, но в первую очередь для горизонтов со значительным содержанием коагулированной глины. В глинисто-иллювиальных горизонтах подобное рассечение материала закрепляется глинистыми кутанами иллювирирования. Благодаря абиогенности и универсальности механизма описываемый ЭПП является наиболее частым вариантом эволюционно унаследованной структуры.

**Э П П г о р и з о н т а л ь н о г о ш л и р о в о г о о с т р у к т у р и в а н и я** — оструктурирование почвенной массы путем ее сжатия сезонно образующимися ледяными шлирами, возникающими при промерзании суглинисто-глинистого влажного горизонта и располагающимися параллельно фронту промерзания.

**М е х а н и з м.** Шлиры льда возникают в практически бесструктурной суглинисто-глинистой слабонасыщенной и слабогумусированной влажной массе при промерзании последней и растут в объеме за счет подтягивания влаги к ядру шлира. Их давление на вмещающую массу, достигающее 4—6 кг/см<sup>2</sup>, формирует листоватые или плитчатые (в зависимости от скорости промерзания и содержания влаги) отдельные сдавливания. При оттаивании почвы происходит дифференциация толщ педов по механическому составу, а именно утяжеление ее нижней грани и

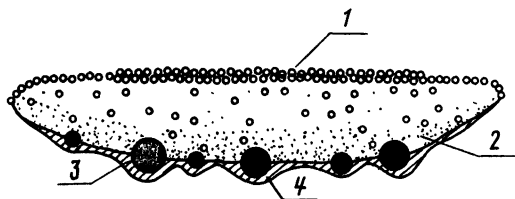


Рис. 3. Схематическое изображение строения листоватого педа элювиального горизонта суглинистой дерново-подзолистой почвы (Ильичев, 1980)

1 — осветленная "кремнеземистая" (кварц-полевошпатовая) "присыпка" (скелетана); 2 — утяжеленная нижняя часть листоватого педа; 3 — железисто-марганцевая конкреция; 4 — железисто-марганцево-гумусовая кутана на нижней стороне педа

соответственно облегчение верхней с формированием на ней пылеватых скелетан. Нижняя грань часто цементируется органо-железистой пленкой различной мощности и интенсивности, придающей структуре большую прочность (рис. 3).

**Д и а г н о с т и к а.** Этот процесс оструктурирования присутствует практически во всех осветленных горизонтах промерзающих почв суглинисто-глинистого механического состава и биологически мало активных. Он проявляется в виде вытянутых чечевицеобразных отделностей, хорошо заметных в стенке разреза или при разламывании вырезанного образца горизонта руками. Толщина педов от 1 до 4—5 мм, с глубиной она увеличивается, вероятно, из-за уменьшения скорости промерзания.

**Э П П с л и т и з а ц и я** — уничтожение исходной структуры почвы или породы глинистого состава обычно (но не обязательно) с преобладанием смектита под действием гаплоидизации и последующего уплотнения дезагрегированной массы с образованием слитых массивных горизонтов.

**М е х а н и з м.** Уничтожение исходной структуры путем механического истирания и перемешивания почвенной массы во влажно-пластическом состоянии, сопровождающееся уплотнением в условиях гравитационного давления и внутрипочвенных напряжений. Особенно интенсивно эти процессы проявляются при осолонцевании массы, приводящем к диспергированию коллоидов. Последующие турбационные циклы поддерживают существование массы в слитом состоянии.

**Д и а г н о с т и к а.** Очень плотные тяжелосуглинистые или глинистые горизонты с высокой твердостью в сухом состоянии, пластичные во влажном; обычно с нейтральной или щелочной реакцией, значительным содержанием смектитов, высокой емкостью обмена и насыщенным поглощающим комплексом с преобладанием кальция. Массивное или глыбистое строение, зеркала скольжения. Почвенная масса может быть легкого механического состава, если в почвенном поглощающем комплексе присутствуют натрий или магний. Для почвенно-климатических условий характерно чередование временного переувлажнения (атмосферного, делювиального, паводкового, полива) и иссушения.

### ПЕДОТУРБАЦИИ

*Педотурбации* — процессы механического передвижения почвенной массы под действием сил напряжения внутрипочвенного и внепочвенного происхождения. Эти процессы приводят к перемешиванию и гомогенизации (гаплоидизации) почвенной массы в пределах одного или несколь-

ких горизонтов (или профиля в целом), в различной степени нарушающих горизонтное строение почвы, и к формированию новых горизонтов, находящихся в особом — турбационном равновесии с внешней средой.

Для любого почвенного тела, подверженного турбационным процессам, характерны: большая или меньшая гаплоидизация почвенного профиля; аномальная гетерохронность разных горизонтов; особое, педотурбационное, состояние равновесия с внешней средой, отличное от "нормального" почвенно-факторного равновесия без участия турбаций (Jongerius, 1970; Hole, 1961; Герасимов, 1975; Розанов, 1983; Караваева, Таргульян, 1983).

Согласно Дж. Джонсону (Johnson, 1987), процессы педотурбаций делятся на прогрессивные — проанізотропные, формирующие или помогающие сохранению почвенных горизонтов, и регрессивные — проізоітропные, препятствующие формированию почвенных горизонтов и вертикальной дифференциации почвенного профиля.

Педотурбации в той или иной степени проявляются в подавляющем большинстве почв. Основными индикаторами этих процессов, запечатленными в твердофазном веществе почвы, служат признаки, диагностируемые прежде всего морфологически, в то время как химические свойства, гранулометрический состав и пр. не обладают специфическими для педотурбаций чертами.

Появляясь в почвах различных природных зон под воздействием различных как естественных, так и антропогенных факторов, турбационные процессы включают в себя несколько форм ЭПП. Выделено восемь таких форм, объединенных, согласно ведущим факторам, их вызывающим, в три группы: абиогенные, биогенные и антропогенные педотурбации.

I. ЭПП абиогенных педотурбаций: 1) ЭПП гравитурбаций, 2) ЭПП криотурбаций, 3) ЭПП вертитурбаций, 4) ЭПП галотурбаций.

II. ЭПП биогенных педотурбаций: 1) ЭПП зоотурбаций, 2) ЭПП фитотурбаций.

III. ЭПП антропогенных педотурбаций: 1) ЭПП агротурбаций, 2) ЭПП технотурбаций.

В качестве особой формы ЭПП абиогенных педотурбаций можно выделить сейсмотурбации — нарушение строения почвенного профиля в результате землетрясений; однако в связи с их малой распространенностью и эпизодическим действием они нами не рассматриваются.

ЭПП педотурбаций часто проявляются в почвенном профиле вслед за другими ЭПП, являясь их обязательным следствием. Так, процессы миграции вещества в тундровых почвах обуславливают появление ЭПП криотурбаций, процессы солевой сегрегации и цементации — ЭПП галотурбаций. В некоторых случаях турбационные процессы препятствуют возникновению других процессов (например, ЭПП биогенных турбаций выступает как фактор, ограничивающий ЭПП оглеения) или же, наоборот, сами могут быть ограничены действием других процессов (процессы слитизации и осолонцевания препятствуют возникновению ЭПП гравитурбаций и др.). В то же время турбационные процессы могут способствовать проявлению других процессов (ЭПП гравитурбаций стимулируют процессы миграции и др.).

Ниже приведено описание выделенных групп и форм (модификаций) ЭПП педотурбаций в их наиболее типичном и полном проявлении.



**Э П П абиогенных педотурбаций** — процессы периодического передвижения и перемешивания массы почвы, обуславливаемые гидротермическим режимом, составом материнских пород, характером засоления и приводящие к гаплоидизации почвенного профиля, а в ряде случаев — к формированию особых горизонтов в почве и даже к возникновению комплексности почвенного покрова вместо однородных ареалов почв.

**Э П П гравитурбаций** — заполнение почвенной массой трещин, образовавшихся при интенсивном сжатии почвы на значительную глубину в результате сильного промерзания или иссушения, приводящее к гаплоидизации почвенного профиля, а в ряде случаев — к формированию генетически производных почв.

**Механизм.** В условиях резких термических колебаний и небольшого в течение всего года количества осадков происходит интенсивное сжатие мелкозема с образованием глубоких вертикальных щелей или трещин (усыхания или морозобойных); края трещин постепенно осыпаются, заполняя их материалом поверхностных горизонтов. В арктической и тундровой зонах трещины усыхания образуют сетку полигонов диаметром в несколько десятков сантиметров — медальонный микрорельеф. По криогенным трещинам усыхания часто развиваются более глубокие, морозобойные трещины. Они образуют более редкую, чем трещины усыхания, сеть и соответственно оконтуривают полигоны диаметром в несколько десятков метров.

**Факторы:** небольшое количество осадков; для морозных гравитурбаций — крайне низкие зимние температуры, для теплых — высокие летние температуры; любые почвообразующие породы, кроме песчаных.

**Диагностика:** а) в профиле почвы — наличие почвенного материала поверхностных горизонтов в горизонтах, расположенных глубже; повышенная рыхлость сложения гумусовых горизонтов; наличие морозных клиньев и полигонально-жильных льдов; языковатость, карманистость нижней грацицы горизонтов; б) в ландшафте — формирование полигонального и медальонного микрорельефа с генетически производными почвами мерзлотных трещин и отличным от фонового по составу и обилию растительным покровом.

**География:** большинство почв аридного и семиаридного секторов полярной, субполярной и умеренной климатических зон. Наиболее активно этот процесс проявляется в арктических и тундровых почвах, южнее он четко диагностируется в серых лесных почвах и черноземах Восточной Сибири; в почвах сухих степей, полупустынь и пустынь солонцеватость и слитость верхних горизонтов препятствуют засыпанию мелкозема в трещины.

**Э П П криотурбаций** — сезонное передвижение почвенной массы во влажно-пластичном состоянии, обусловленное чередованием промерзания и протаивания, приводящее к перемешиванию и внедрению одного горизонта в другой, а также к сортировке мелкоземисто-щебнистого материала и обособлению своеобразных почвенных криогенных горизонтов структурных форм и микро- и нанорельефа.

**Механизм.** При осеннем замерзании почвы насыщенный водой талый слой оказывается заключенным между двумя мерзлыми слоями:

нижним — постоянным и верхним — сезонным. По мере замерзания почвы сверху и увеличения в связи с этим объема верхнего горизонта незамерзающий слой испытывает все более значительное давление, пока талая жидкая почва не найдет себе выхода где-либо в слабом месте. Происходящее при этом ее излияние (ЭПП миграции вещества) приводит к периодическому перемешиванию всей массы почвы, находящейся над горизонтом вечной мерзлоты. Однако этот классический механизм криотурбаций распространен, по-видимому, реже, чем другой: миграция влаги к фронту промерзания сопровождается вовлечением в этот процесс разных фракций мелкозема. Благодаря этому турбации внутри профиля переувлажненных длительно-сезонно-мерзлых и мерзлотных почв (особенно при значительных температурных градиентах) происходят постоянно. Они вызывают изгибания границ генетических горизонтов, их разрывы и внедрения одного горизонта в другой, обычно лежащего ниже в лежащий выше, но эти признаки могут либо отсутствовать, либо быть слабо выраженными. В последнем случае твердофазным признаком процесса криотурбации является общий гомогенизированный характер минерального переувлажненного профиля почвы.

В почвах на мелкоземисто-щебнистых породах криотурбации обуславливают сортировку различных по влагоемкости и теплопроводности мелкоземистых и щебнистых составляющих; в результате промерзания и оттаивания скелетный материал "отжимается" к поверхности.

Криогенный массо- и влагообмен вызывает развитие процессов пучения, бугро- и пятнообразования, термокарст, солифлюкцию и др.

Особое место в криотурбационных процессах занимает тиксотропное состояние почвогрунта, который приобретает вследствие специфических физико-химических свойств текучесть при механических воздействиях.

**Ф а к т о р ы:** низкие зимние температуры, маломощный снежный покров, кратковременный и прохладный летний период с пониженной испаряемостью; наличие в профиле слоя многолетней мерзлоты и (или) длительное (часто неоднократное) промерзание и протаивание почв; суглинисто-глинистые или слоистые любого механического состава почвообразующие породы.

**Диагностика:** а) в профиле почвы — искривление границ горизонтов, дифференцированное и общее перемешивание мелкоземного и мелкоземисто-щебнистого материала в почве, в отдельных случаях — наличие тиксотропного горизонта; б) в ландшафте — образование пятнистого и бугоркового нано- и микрорельефа, каменных многоугольников, сеток и т.п.

**География.** Наиболее активно криотурбации проявляются в тутовых глеевых почвах, формирующихся на суглинисто-глинистых или слоистых супесчано-песчаных породах с затрудненным внутренним дренажем. В глее-мерзлотпо-таежных почвах криотурбационные процессы выражены слабее, так как они развиваются в несколько иных природных условиях: более теплые и длительные летние периоды, большая мощность снежного покрова, более интенсивные потери влаги как вследствие физического испарения, так и при десукции.

Э П П в е р т и т у р б а ц и й (аргиллипедотурбации, по С. Боулу и др., 1977; динамометаморфизм, по М.А. Глазовской, 1981) — сильное набу-

хание и сжатие (усадка) почвенной массы преимущественно глинистого монтмориллонитового состава, возникающие при резких периодических сменах увлажнения и иссушения и приводящие к ее смещению и пере-смещиванию.

Механизм. В течение сухого сезона в результате сжатия глин типа 2:1 (сметитов) в почве образуются глубокие (до 1 м) трещины, частично заполняющиеся засыпающимся сверху материалом (ЭПП гравитурбаций, т.е. процесс направлен сверху вниз). С наступлением дождливого периода направленность процесса меняется на противоположную, вода проникает в почвенные трещины и увлажняет осыпавшуюся массу, дно и стенки трещины, которые начинают разбухать, заполняя пустое пространство и оказывая давление на межтрещинные блоки так, что они поднимаются вверх. Блоки при движении трутся друг о друга, образуя плоскости скольжения — "сликенсайды". Нижняя часть профиля оказывает наибольшее сопротивление этому давлению; по всей вероятности, получается результирующая сила давления, о чем свидетельствует угол плоскостей скольжения (Филипповски, 1974). Обычно межтрещинная почвенная масса поднимается выше, чем масса, заполнившая трещины, образуя на поверхности почвы микрорельеф "гильгай".

Факторы: резко контрастные сезонные циклы увлажнения—иссушения; материнские породы с щелочной реакцией; содержание в почве ила более 30—35% с преобладанием монтмориллонита; высокое содержание в поглощающем комплексе обменного натрия. Вертитурбация может быть сильной и при содержании ила менее 30% или при незначительном содержании монтмориллонита, но при повышенном содержании поглощенных натрия и магния в условиях многократно повторяющегося резкого намокания—иссушения (Добровольский, 1973; Филипповски, 1974).

Диагностика: а) в профиле почвы — мощный гомогенный гумусовый горизонт при невысоком содержании гумуса; языковатая, затечная или волнообразная граница между горизонтом А и нижележащим; на глубине 30—100 см мелкозем оструктурен в крупнопризматические, часто полиэдрические или клинообразные агрегаты; структурные грани агрегатов во всех горизонтах блестящие, полированные, по окраске не отличаются от внутренней массы ("сликенсайды") и испещрены мелкими бороздами, обозначающими направление движения почвенной массы при разбухании; если в почвенном профиле есть конкреции  $\text{CaCO}_3$  или щебень, то с течением времени они "выдавливаются" к поверхности; мелкозем имеет тяжелый механический состав; в сухом состоянии на поверхности почвы — рыхлый, комковатоглыбистый или мелкоглыбистый горизонт мульчи, профиль рассечен глубокими трещинами; б) в ненарушенном естественном ландшафте — микрорельеф "гильгай".

География. Почвы, в генезисе которых основная профилеобразующая роль принадлежит вертитурбации (вертисоли, по номенклатуре ФАО; широко распространены и другие названия-синонимы: регуры, смолницы, тирсы, грумосоли, пеллоксерты, черные хлопковые), относятся к интразональным и локально распространены в различных климатических зонах экваториального тропического и умеренного поясов, где наблю-

дается сочетание специфических климатических и литолого-геоморфологических условий, указанных выше.

В значительно меньшей степени ЭПП вертитурбаций проявляются и в других почвах теплых переменнo-влажных областей: в некоторых черноземах, коричневых почвах, в почвах на вулканических пеплах, где они вызывают появление специфических турбационных признаков в отдельных горизонтах.

Следует отметить, что вертитурбации, вызывающие гаплоидизацию почвенного профиля, определяют значительную устойчивость этих почв к дальнейшей эволюции. Для изменения вертисолей требуются условия, способствующие глубокой трансформации монтмориллонита, что представляется нереальным для глинистых почв, богатых разбухающими минералами и поглощенными основаниями и развивающихся на плоских поверхностях в условиях резких смен сухого и влажного периодов (Филипповски, 1974). Вместе с тем не исключена возможность эволюции вертисолей путем трансформации разбухающих глинистых минералов в неразбухающие и последующего элювирования образующихся продуктов (Боул и др. 1977).

Э П П г а л о т у р б а ц и й — перемешивание и перемещение почвенного материала, обусловленное ростом кристаллов солей в почве.

Механизм. В условиях выпотного режима при восходящих и испаряющихся капиллярных и пленочных токах почвенно-грунтовых вод растворенные соли выпадают в осадок (ЭПП солевой сегрегации и цементации); их кристаллы по мере роста раздвигают и вспучивают почвенную массу, что придает верхнему горизонту рыхлое сложение.

Ф а к т о р ы: резкое превышение испарения над количеством осадков в семиаридных и аридных областях мира; близкое залегание грунтовых вод; пониженные бессточные элементы рельефа; озерные, речные террасы. Существенное значение имеют гидрофильность и размеры кристаллов солей: например, мелкокристаллические выделения гипса, карбонатов Са и Mg практически не вызывают видимых турбационных нарушений; наоборот, кристаллы водного сульфата натрия (мирабилита), имеющие большой объем, вспучивают почвенную массу и придают верхнему горизонту рыхлое сложение.

Д и а г н о с т и к а: крупноглыбистый поверхностный слой в галоморфных почвах, пропитанный крупнокристаллическими выделениями солей.

Г е о г р а ф и я. Наиболее ярко солевые педотурбации проявляются в сульфатных солончаках бессточных котловин Центральной и Западной Сахары и североамериканских пустынь Большого Бассейна — в себкахх.

Э П П б и о г е н н ы х п е д о т у р б а ц и й — процессы перемешивания и передвижения почвенной массы под действием животных и растительных организмов, приводящие к гаплоидизации отдельных генетических горизонтов или всего почвенного профиля.

Э П П з о о т у р б а ц и й — процессы перемешивания и перемещения почвенной массы в пределах одного или нескольких горизонтов или за пределы профиля в результате деятельности роющих и почвенных животных (кротов, сусликов, слепышей, термитов, муравьев, жуков, дождевых червей и др.).

Механизм: переработка почвенной массы дождевыми червями и

другими беспозвоночными-сапрофагами, пропускающими почву через пищеварительный тракт; разрыхление и перемешивание почвы насекомыми, откладывающими в ней личинки; создание нор и подземных ходов в различных горизонтах землероями и грызунами, а также постройка муравейников, термитников и некоторыми птицами гнезд в верхних горизонтах и на поверхности почвы.

**Диагностика:** а) в профиле почвы — наличие мелкозема одних генетических горизонтов в других; наличие камер и нор в почве; "карандашная" языковатая граница между горизонтами; специфическая зоогенная структура почвенной массы в различных горизонтах; б) в ландшафте — создание зоогенного микрорельефа в результате выбросов почвенного материала на поверхность почвы или образования глубоких борозд, а также наличие почвенного мелкозема в муравейниках и термитниках. Следует отметить, что на поверхности почвы выбросы животных сохраняются от 15 до 400 лет, после чего они ассимилируются с фоновой почвой (Злотин, Ходашова, 1974).

Если землерои, грызуны и птицы, участвуя в педотурбационных процессах, все же оказывают на профиль лишь местное, локальное воздействие, то деятельность мезофауны, муравьев, термитов, пауков, как правило, приводит к переработке огромных масс мелкозема, что, по мнению С. Боула с соавторами (1977), в тропических странах может вызвать омолаживание всего почвенного профиля за сотни и тысячи лет.

**География.** ЭПП зоотурбации разной степени активности наблюдаются в почвах всех природных зон.

**ЭПП фитотурбаций** — процессы перемешивания и перемещения почвенной массы в пределах одного или нескольких горизонтов в результате жизнедеятельности корневых систем, а также вывалов деревьев с созданием временных генетических производных почв.

#### а. Корневое перемешивание

**Механизм.** По мере роста и утолщения корни сдавливают и перемещают прилегающие к ним почвенные частицы; после отмирания и разложения корней между отдельными частицами остаются пустые ходы, полости, часто заполняющиеся почвенной массой.

**Факторы:** лесные сообщества, преимущественно с древостоем, имеющим глубокую корневую систему.

**Диагностика.** Морфологическая выраженность процесса не всегда отчетлива, во всяком случае, он "работает" менее активно, чем горизонтообразующие процессы и зоогенные педотурбации. Наиболее четко процесс идентифицируется в дифференцированных почвах с различно окрашенными горизонтами по языковатой форме границ горизонта.

**География:** все почвы под лесами или отдельными крупными деревьями.

#### б. Вывалы деревьев

**Механизм.** При падении дерева корни выворачивают часть почвенной массы из профиля, в результате чего образуется ветровальный комплекс: западины с почвой, имеющей нарушенное строение и лишенное верхних горизонтов, и бугры, сложенные смесью материала различных горизонтов, осыпавшегося с корней.

Восстановление "нормального" почвенного профиля, приближающегося к фоновой почве и лишённого признаков фитотурбаций, различно в зависимости от конкретных условий. Например, в дерново-сильнопodzolistых почвах ельников Тверской области восстановление гумусового и подзолистого горизонтов в почвенном профиле западин происходит за 150—200 лет; на буграх, сложенных малогумусной минеральной массой, профиль формируется за 200—250 лет; на субстрате, обогащённом гумусом и древесными остатками, — за 500 лет (Скворцова и др., 1983).

**Факторы:** единичные ветровалы, вызванные старостью или болезнью деревьев; массовые ветровалы, вызванные сильными ветрами, ураганами, циклонами (в хвойных и смешанных лесах умеренного пояса массовый ветровал отмечается при скорости ветра более 20—25 м/с). В лесах на маломощных щелнистых почвах ветровал, естественно, возникает чаще, чем на хорошо развитых мощных мелкоземистых толщах; существенное значение имеет также и характер корневой системы древостоя: вывалы деревьев отмечаются чаще в древостоях с поверхностным типом корневой системы (например, у ели), чем в широколиственных лесах с древостоем, обладающим глубокопроникающей корневой системой.

**Диагностика:** а) в профиле почвы — в типичных ветровалах бугор и западина слагаются материалом разных почвенных горизонтов. Почва бугра состоит из более или менее перемешанного материала верхней (приблизительно метровой) части профиля. Для нее характерны гипертрофированная языковатость, прерывистость, незакономерное чередование горизонтов и перемещенность слагающего их материала; под "аллохтошной" толщей почвы бугра располагается погребенный профиль фоновой почвы. В западине образуется усеченный сверху почвенный профиль, сложенный материалом более или менее глубоких горизонтов; в местах разрыва живых древесных корней возникают участки с нарушенным рыхлым сложением (Скворцова и др., 1983). В зависимости от условий и характера падения дерева расстояние между бугром и западиной может быть различным: от менее метра (в лесах равнинных территорий) до нескольких метров (на горных склонах); б) в ландшафте — специфичный микрорельеф ветровального комплекса (разность высот в новообразовавшем рельефе может достигать полуметра — Milfred et al., 1967) и отличный от фонового состав растительного покрова.

**География:** лесные территории всех климатических поясов мира. Интенсивность проявления ЭПП фитотурбаций определяется конкретными региональными особенностями территории, составом древостоя, его возрастом и состоянием.

Наиболее активно процесс проявляется в лесах, подверженных сильным ветрам: долины и хребты, расположенные вдоль направления сильных ветров, наветренные склоны, прибрежные террасы, тропические циклонические области и др. В условиях умеренного пояса фитотурбации чаще возникают в почвах таежных лесов, чем широколиственных.

**ЭПП антропогенных педотурбаций** — перемешивание почвенной массы в результате человеческой деятельности, происходящее в пределах одного, нескольких генетических горизонтов и (или) профиля в целом и приводящее как к нарушению естественного горизонтного строения профиля, так и к его частичному или полному уничтожению.

Антропогенные педотурбации вызываются различными видами человеческой деятельности, которые в данном случае могут рассматриваться как факторы. Наиболее существенное влияние на почвенный профиль оказывают воздействия, связанные с сельскохозяйственной обработкой земель (агротурбации), землекопными и планировочными работами, рубкой и корчевкой деревьев (технотурбации).

По механизмам и результатам воздействия ЭПП антропогенных педотурбаций могут быть близки или аналогичны природным процессам, т.е. они могут выступать в качестве природоподобных, но, как правило, более активно действующих ЭПП (например, рубка или корчевка деревьев). Однако многие антропогенные процессы, вызывающие турбационные изменения в почвенном профиле (и почвенном покрове), не имеют прямого природного аналога. При этом они действуют гораздо более жестко и приводят как к перемешиванию огромных почвенных и подстилающих субстратов (создание карьеров) на значительных территориях, так и к формированию новых типов почвенных профилей, сохраняющих свои принципиальные особенности независимо от природных условий (пахотные почвы).

Из сельскохозяйственных способов обработки земель наиболее существенные агротурбационные изменения в почве вызывает ее глубокая обработка — трехъярусная (до 55 см) и плантажная (до 1 м) вспашки. Степень перемешивания зависит от глубины обработки, вида орудия, а степень выраженности — и от характера почвенного профиля (мощности и окраски отдельных горизонтов). С течением времени агрогенные ЭПП формируют, при условии соблюдения норм правильной агротехники, повый, динамически устойчивый тип профиля пахотной почвы.

**Диагностика.** При распашке в профиле почвы образуются пахотный и подпахотный горизонты с характерной линейной границей между ними. В пахотном слое отмечается исчезновение цветовых различий между верхним и нижним слоями, "вспушенность" мелкозема, разрыхление и распыление структуры, уменьшение объемного веса, увеличение общей пористости, иногда образование глыбистых агрегатов на поверхности. Подпахотный горизонт в результате пахотно-иллювиального накопления некоторых компонентов (глины, гумуса, полуторных окислов и др.) уплотняется (плужная подошва).

**Технотурбации,** возникающие при землекопных работах (от ручных, траншейных до крупных промышленных, карьерных), сопутствуют ЭПП привноса—уноса твердого вещества. Они выражаются в перемешивании больших или меньших объемов почвенной массы и подстилающих субстратов при создании котлованов, карьеров, засыпей траншей и дренажных канав, землевании и др.

В заключение следует отметить, что в почвах часто наблюдается сочетание нескольких форм ЭПП педотурбаций, действующих в определенной последовательности или одновременно. Так, некоторым формам криогенных турбаций и вертитурбаций предшествуют ЭПП гравитурбаций; зоо- и фитотурбации часто действуют одновременно, а в некоторых случаях — наряду с гравитурбациями. Антропогенные педотурбации, как правило, более интенсивны, чем природные, и могут коренным образом изменить почву в течение короткого времени.

## ЭПП МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА В ПОЧВЕ

В процессе почвообразования химический состав почвенной массы редко остается неизменным в результате того, что в большинстве случаев часть вещества в виде продуктов трансформации перемещается в пределах почвенного профиля или выносится за его пределы в различных направлениях — вниз, вбок и вверх. Процессы такого перемещения и называются миграционными в широком смысле слова.

Как известно, почва состоит из четырех фаз: твердой, жидкой, газообразной и живой. Способность к самостоятельному переносу имеют три из них — все, кроме твердой (ей свойствен "принудительный" перенос при движении других фаз). Реально в почве действуют самые разнообразные формы миграции. В газовой (воздушной) фазе вещество может переноситься в виде паров и в газообразном состоянии, а также в виде мелких твердых частиц. Первый вид газовой миграции мало исследован. Можно лишь условно выделять метановую ( $\text{CH}_4$ ) и углекислотную газы миграции, наблюдающиеся при разложении органического вещества соответственно в восстановительной и окислительной среде. Второй вид известен довольно широко — засыпание твердых частиц в трещины, образующиеся в результате иссушения и замерзания; однако такие процессы традиционно относятся к гравитационным, принадлежащим к группе педотурбаций. Перенос вещества в почве может осуществляться и жидкой фазой. Здесь также можно выделить два его типа — в твердом виде и в виде сложных биохимических веществ, образуемых в результате взаимодействия организмов с почвой и (или) почвенно-грунтовыми и другими водами и переносимых внутри организмов. Первый случай опять-таки традиционно относится к биогенным турбациям (группа педотурбаций), второй — может быть отнесен к ЭПП привноса вещества в почву (например, в случае почв птичьих базаров). Возможно, в дальнейшем имеет смысл выделять ЭПП внутрипрофильной биологической миграции вещества. К миграционным ЭПП в узком смысле слова традиционно относятся исключительно процессы переноса вещества в жидкой фазе как в растворах, так и в суспензиях.

Процесс миграции в водной среде включает три "стадии" мобилизацию, перенос (собственно миграция) и осаждение (иммобилизация). Процесс мобилизации может быть тесно связан с ЭПП метаморфизма минеральной массы и органического вещества (дезинтеграция, разрушение силикатов, минерализация, гумификация), а также представлять собой обычный процесс растворения.

Процесс осаждения связан с наличием геохимического барьера (Перельман, 1979): механического, биохимического и физико-химического — окислительного, сульфатного, карбонатного, восстановительного, щелочного, кислого, испарительного, адсорбционного. Аккумуляция вещества на геохимических барьерах может осуществляться в виде пропиточных форм (в этом случае мы относим процесс к миграционным ЭПП), а также в виде конкреций, стяжений, цементированных кор (здесь участвуют ЭПП сегрегации и цементации).



В процессе миграции в почвенных растворах может переноситься большой набор химических соединений одновременно, однако сочетание этих соединений ограничено, так как каждое вещество имеет свою "миграционную амплитуду факторов", а набор условий миграции в почвах относительно невелик. Геохимически выделяются 69 типов концентрации химических элементов в зоне гипергенеза (Перельман, 1979); они включают большинство химических элементов, в том числе и микроэлементов. В почвоведении традиционно рассматриваются миграционные процессы, создающие основные морфохимические признаки почв. В связи с этим количество типов аккумуляций и соответственно типов миграций значительно меньше, чем это характерно для геохимии гипергенеза. К типам миграции в растворах относятся: солевая, кальциевая, осолонцевание, рассолонцевание, глеевая, Al—Fe-гумусовая. Кроме того, различаются два типа водно-суспензионной миграции, не выделяемые в геохимии,— лессиваж и партлювация.

ЭПП миграции могут приводить как к накоплению вещества в профиле (иллювирирование), так и к выносу его за пределы горизонта или за пределы профиля (элювирирование). В зависимости от типа водной миграции и элювирирования или иллювирирования вещества миграционные ЭПП подразделяются на процессы, например, солевого элювирирования (рассоления) и солевого иллювирирования (засоления). Диагностика иллювиальных процессов намного проще, чем элювиальных. Иллювирирование вещества хорошо маркируется морфологически и химически, а об элювирировании можно судить только при сравнении почвенного горизонта с эталоном — почвообразующей породой, а в случае выноса за пределы профиля его можно диагностировать только косвенно — на основе знания о составе профиля в прошлом, о составе геохимических циклов. Подробно диагностика различных миграционных ЭПП будет рассмотрена ниже.

### СОЛЕВАЯ МИГРАЦИЯ

В данной работе почвенные процессы засоления—рассоления предложено рассмотреть только как процессы миграции и аккумуляции легкорастворимых солей (гидрокарбонатов, сульфатов, нитратов, хлоридов) внутри почвенного профиля, приводящие к формированию специфических солевых почвенных горизонтов. Это создает определенные трудности в изложении материала, так как процессы засоления—рассоления в почвах неразрывно связаны с процессами солеобмена с окружающей средой, почвообразующими породами и грунтовыми водами и рассматривать их изолированно практически невозможно.

Засоление—рассоление как специфические почвенные процессы выделялись всеми исследователями. Ряд авторов (Герасимов, Глазовская, 1960) предлагали в рамках процесса рассоления рассматривать также процессы осолонцевания и осолодения. Другие исследователи (Розанов, 1955; и др.) показали, что осолонцевание может быть связано не только с рассолением, но и с процессом засоления. Мы, как и ряд других авторов (например, Боул и др., 1977), предлагаем рассматривать засоление, рассоление, осолонцевание и осолодение как самостоятельные почвенные

процессы, но считаем, что эти процессы следует объединить в одну группу галогенных (солевых), в которую должны войти также процессы гипсо-накопления и карбонатопакопления.

*Засоление* — это процесс накопления солей в почвенном профиле, который не компенсируется выносом солей за его пределы; в результате формируются солевые горизонты и солевой почвенный профиль.

*Рассоление* — это процесс разрушения солевых горизонтов и вынос солей за пределы почвенного профиля; в этом случае вынос солей не компенсируется их поступлением.

Почвы и отдельные горизонты могут периодически испытывать и засоление, и рассоление, что определяется изменчивостью приходных и расходных статей солевого баланса в сезонном и многолетнем циклах. Так, в засушливый период почва (или отдельные ее горизонты) может испытывать процесс засоления, а в дождливый период — рассоления. В целом почвы характеризуются по преобладающему процессу. В том случае, если поступление и вынос солей сбалансированы, засоление и рассоление почв не происходят, хотя процессы миграции солей имеют место.

Таким образом, засоление и рассоление — это два противоположно направленных почвенных процесса, составляющих единую динамическую систему, определяющую эволюцию засоленных почв.

Засоленными являются почвы, содержащие в профиле легкорастворимые соли (или их ионы) в жидкой и твердой фазах (в виде минералов солей), а также в форме обменных оснований в количествах, понижающих плодородие почв и отрицательно влияющих на рост и развитие большинства сельскохозяйственных культур. Это определение соответствует представлению о засоленных почвах и первых русских почвоведов (Димо, 1913; Польшов, 1956; и др.), и современных исследователей (Ковда, 1973; и др.).

Главным диагностическим показателем засоленных почв является наличие в их почвенном профиле одного или нескольких солевых горизонтов, формирующих солевой профиль в пределах зоны активного почвообразования (1–2 м). Солевой горизонт — это горизонт, содержащий легкорастворимые соли в количестве, превышающем условно принятые пороги токсичности, которые соответствуют: 3–5 г/л солей почвенного раствора (Ковда, 1939); 0,5–0,15% токсичных солей, оцененных методом водных вытяжек (Базилевич, Панкова, 1968), и 2 мСм/см (или 0,15% солей), оцененных в экстракте водонасыщенных паст по удельной электропроводности или общей сумме солей (Richards, 1954). Указанные пороги отличаются от шкал засоления почв, установленных для конкретных культур, но они позволяют в самом общем виде разделить почвы на две группы: а) засоленные, в которых проявляются процессы засоления—рассоления, и б) незасоленные, для которых указанные почвенные процессы нехарактерны.

Группа засоленных почв очень разнообразна по солевым свойствам, а также по другим почвенным показателям, на фоне которых проявляются процессы засоления—рассоления. Среди засоленных выделяются почвы, в которых солевые процессы господствуют над остальными почвенными процессами. К их числу относятся, например, солончаки, солонцы и

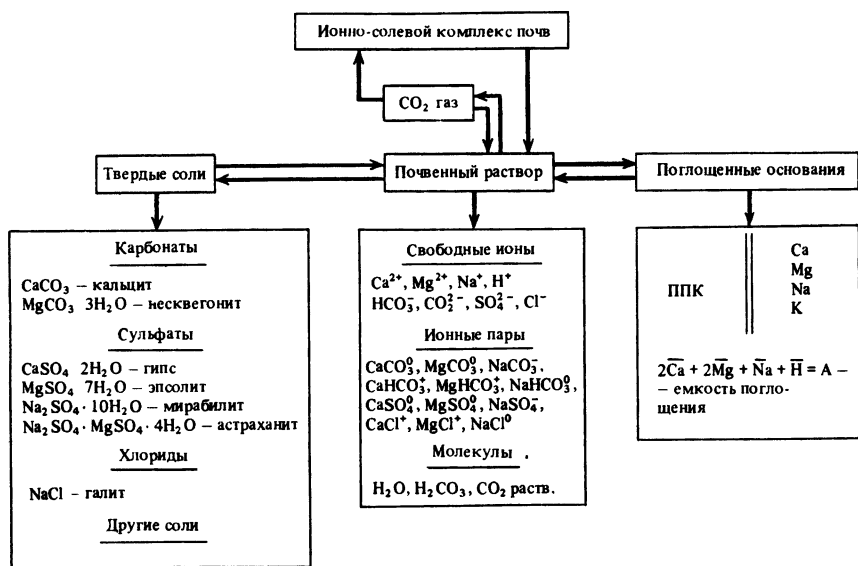


Рис. 4. Схема ионно-солевого комплекса почв (Теоретические основы..., 1981)

сильнозасоленные почвы. В слабозасоленных почвах процессы засоления—рассоления сочетаются с другими почвенными процессами.

Разнообразие засоленных почв определило необходимость разработки их особой классификации. Засоленность почв оценивается по четырем показателям: 1) по глубине расположения верхней кровли солевого горизонта (выделяются поверхностно-засоленные, среднепрофильно-засоленные и глубокозасоленные); 2) по составу солей в солевом горизонте или в пределах всего солевого профиля (почвы, засоленные хлоридами, сульфатами, нитратами, гидрокарбонатами); 3) по степени засоления почвы (слабо-, средне- и сильнозасоленные); 4) по солевому профилю (пирамидальные, тумбовидные равномерного засоления и с максимумом солей в верхней части солевого профиля) (Базилевич, Панкова, 1968).

При слабом и среднем засолении морфологическая диагностика засоленности почв невозможна. При высоких степенях засоления можно определить глубину, а иногда и состав солей, однако это удастся только на качественном уровне. Надежная диагностика засоления почв возможна только на основе аналитических показателей, для чего используются химические, физико-химические и другие методы.

В определении понятия "засоленные почвы" указано, что легко-растворимые соли находятся в почвах в трех формах (рис. 4). Все соли образуют единую динамичную равновесную ионно-солевою систему. В зависимости от влажности почв, реакции среды и т.д. соли способны переходить из одного состояния в другое. Каждый компонент этой системы для получения полной характеристики засоленности почвы должен анализироваться отдельно, но в одном образце. Минералы солей, находящиеся в твердой фазе, пока редко исследуются при характеристике засоленных почв, хотя полученные в последние годы данные (Панкова, Ямнова, 1987; и др.) показали, что изучение твердой фазы дает новую

информацию о засоленных почвах, которую нельзя получить, изучая только жидкую фазу.

В настоящее время основным методом изучения солевого состояния почв, как и процессов засоления—рассоления, остается анализ жидкой фазы почв и водных вытяжек при разных соотношениях воды и почвы. При этом для каждого метода используется своя шкала оценки засоления.

**Диагностика.** Процессы засоления—рассоления являются наиболее динамичными почвенными процессами. Малейшие изменения увлажнения почв, связанные с сезонными и многолетними циклами колебания осадков, а также изменения уровня грунтовых вод могут существенно влиять на динамику засоления и процессы засоления—рассоления. Особенно резко возрастает активность этих процессов при орошении.

Для оценки направленности процессов засоления—рассоления используется обычно метод сопоставления данных о засоленности почв за два или несколько сроков наблюдений. Получение достоверных данных о динамике засоления и направленности солевых процессов — трудоемкая и сложная работа, выполняемая обычно при стационарных исследованиях. Часто из-за большой пестроты засоления почв и малой амплитуды колебаний диагностировать процессы засоления—рассоления бывает очень сложно (Козловский, 1977).

В руководстве ФАО (FAO/UNESCO, 1979) предложена оценка интенсивности процессов засоления—рассоления по следующим показателям: изменение засоленности на 2—3 мСм/см в год свидетельствует о средней интенсивности процесса засоления—рассоления; на 3—5 — о высокой; > 5 — об очень высокой. Б.Б. Польшов (1956) предложил оценивать направленность процессов засоления—рассоления на основе анализа солевого профиля почв и распределения в профиле солей по их растворимости, а также по отношению  $Cl:SO_4$  в грунтовой воде и почвенном горизонте, соответствующем верхней границе легкорастворимых солей:

$$\frac{Cl:SO_4 \text{ — в грунтовой воде}}{Cl:SO_4 \text{ — в почве}} = \frac{q}{q_1} = S,$$

где  $S < 1$  — восходящий ток растворов продолжается, идет засоление;  $S = 1$  — установилось равновесие;  $S > 1$  — идет процесс рассоления.

Наиболее объективный метод диагностики процессов засоления—рассоления основан на анализе солевого баланса. Солевой баланс может быть рассчитан как для всех солей, находящихся в почве, так и для отдельных ионов. Он может дать представление о засолении—рассолении почвенного профиля, отдельных его горизонтов, зоны аэрации, почвенного контура и массива орошения в целом. Общая формула солевого баланса следующая:

$$\Delta S = (S_{oc} + S_{op} + S_{gp} + S_{п} \dots) - (S^1_{и} + S^1_{п} + \dots),$$

где  $\Delta S$  — баланс солей;  $S_{oc}$  — соли осадков (в том числе эоловое поступление солей);  $S_{op}$  — соли оросительной воды;  $S_{gp}$  — соли грунтовых и подземных вод;  $S_{п}$  — соли, поступающие с поверхностным стоком;  $S^1_{и}$  — соли, выносимые с инфильтрационными водами (дренажный сток);  $S^1_{п}$  — соли, выносимые с поверхностным стоком.

В формулу баланса могут быть включены и другие составляющие — такие, как поступление солей за счет биогенных процессов, выветривания

минеральной части почв, удобрений и т.д. Чем точнее будут учтены все приходные и расходные статьи солевого баланса, тем определеннее можно будет судить о направленности процессов засоления—рассоления.

Оценка солевого баланса почв проводится в сочетании с водным балансом, так как почвенная влага играет решающую роль в развитии процессов засоления—рассоления. Уравнение водного баланса должно включать в приходную и расходную статьи все основные составляющие, определяющие водный режим изучаемых почв:

$$\Delta W = (Oс + Oр + П \pm g \dots) - (O + E + Тр + Д \dots),$$

где  $\Delta W$  — баланс влаги,  $Oс$  — осадки,  $Oр$  — оросительная (поливная) норма,  $П$  — поверхностный приток воды,  $g$  — водообмен между почвенными и грунтовыми водами,  $O$  — отток воды за пределы почвенного профиля (территории),  $E$  — испарение,  $Тр$  — транспирация,  $Д$  — дренажный сток и т.д.

Изучение водно-солевого баланса позволяет оценить источники и факторы, определяющие поступление солей в почву. Эти вопросы освещены в работах очень многих исследователей. Наиболее полная информация дана в работах В.А. Ковды (1946, 1973 и др.), С.Ф. Аверьянова (1978) и др. Основными источниками солей в почвах являются засоленные почвообразующие породы, грунтовые воды и соли, поступающие с атмосферными осадками, золовой пылью, поливными водами, а также образующиеся в профиле почв за счет выветривания и биогенной аккумуляции. Они неравноценны по своему вкладу в процесс засоления почв. Наиболее мощным источником солей являются засоленные породы и минерализованные грунтовые воды, которые могут поставлять в почву десятки тонн солей в год на гектар. Велика роль золового фактора: с осадками и пылью в почвы может поступать до 20—500 кг/га солей в год (Ковда, 1973). В экстремальных условиях золовый привнос может достигать 3,5 т/га в год (Боровский, 1978), но при этом наблюдается также и золовый вынос солей из почв— до 7 т/га в год (Орлова, 1983).

Количество солей, поступающее за счет биогенной аккумуляции, измеряется в кг/га в год (Базилевич и др., 1986). Еще меньшее количество солей, пока практически не поддающееся учету, может дать выветривание. Анализ имеющихся материалов позволяет утверждать, что в естественных условиях основным источником солей в почвах являются почвообразующие породы и грунтовые воды. Они дают до 90—99% общей суммы солей, поступающих в почву и вызывающих процесс засоления. На орошаемых землях возрастает роль прихода солей за счет оросительной воды, количество их достигает в среднем 0,3—10 т/га в год (Айдаров, 1985).

Значение того или иного источника солей в общем балансе приходных статей, определяющих процессы засоления, зависит от ряда природных факторов и прежде всего от водного режима почв. В почвах гидроморфного ряда основным источником солей являются грунтовые воды, в автоморфных условиях — соленосные почвообразующие или подстилающие породы, а также биогенная аккумуляция солей. Золовый фактор как источник засоления не зависит от водного режима и может проявляться на фоне любых почв.

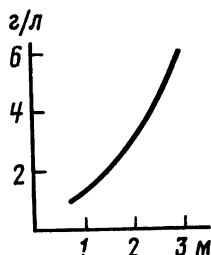
Рассмотрим кратко факторы, влияющие на процессы засоления—рас-  
соления. К их числу относятся водный режим, биоклиматические условия,  
глубина и минерализация грунтовых вод и свойства самих почв (водно-  
физические и физико-химические).

Зависимость процессов засоления—рассоления от водного режима почв  
( $V$ ) можно ориентировочно оценить по соотношению испарения и осадков  
( $V = E/Oc$ ). Для орошаемых земель водный режим оценивается по  
отношению испарения ( $E$ ) к сумме осадков ( $Oc$ ) и оросительной воды

$$(Op): \bar{V} = \frac{E}{Oc + Op}$$

При  $\bar{V} > 1$ , т.е. в том случае, когда испарение превышает количество

Рис. 5. Зависимость между минера-  
лизацией грунтовых вод (г/л) и кри-  
тической глубиной грунтовых вод(м)  
для почв аридных регионов (Моде-  
лирование процессов. . . , 1980)



поступающей воды, наблюдаются процессы засоления почв; при  $\bar{V} < 1$   
идет процесс рассоления. Интенсивность этих процессов зависит от био-  
климатической обстановки.

Процессы засоления могут проявляться практически в любой природной  
зоне Земли при одном условии: количество поступающих или содержа-  
щихся в почве солей превышает количество солей, выносимых из нее. В  
гумидных природных зонах засоленные почвы встречаются эпизодически.  
Повышение аридности климата, начиная с зоны степей и далее в полу-  
пустынях и пустынях, обуславливает широкое развитие засоленных почв.  
Это связано как с современной аккумуляцией солей, так и с широким  
развитием соленосных пород и медленным выносом солей за пределы  
почвенного профиля.

Нарастание аридности климата в гидроморфных условиях приводит к  
активизации процессов засоления в почвах геохимически подчиненных  
позиций. В почвах автономных позиций даже в условиях сильной арид-  
ности климата активных процессов засоления не наблюдается. Исклю-  
чением являются лишь автоморфные почвы, которые подвержены дополни-  
тельному поступлению солей (с золовой пылью, атмосферными осадками  
или поливными водами). Континентальность климата не способствует  
активизации процессов соленакопления. Это было установлено нами при  
сопоставлении соленакопления в почвах пустынь, относящихся к разным  
почвенно-климатическим провинциям: экстраконтинентальной (Монголия)  
и умеренно континентальной (Средняя Азия).

Во многом определяет процессы засоления—рассоления и перераспре-  
деления солей в почвенном профиле режим осадков.

Процессы засоления гидроморфных почв находятся в прямой зависи-  
мости от глубины и минерализации грунтовых вод (рис. 5). При этом

"критическая" глубина последних будет существенно различаться в почвах разных природных зон, так как она зависит не только от свойств почв, но и от биоклиматических условий и других факторов, определяющих водно-солевой режим почв.

Значительное влияние на процессы засоления могут оказать минерализация поливных вод и эоловое поступление солей в почву. Поступление солей в количестве около 1 т/га в год (что, по данным В.М. Боровского, 1978, вполне реально) может за один год превратить почву из незасоленной в сильнозасоленную — солончак. В то же время промывка засоленных почв в условиях хорошего дренажа может за один сезон коренным образом изменить солевое состояние почв — рассолить их. Все это свидетельствует о крайней динамичности процессов засоления—рассоления, которые определяются указанными выше факторами, а также свойствами самих почв, прежде всего водно-физическими и физико-химическими. Все приведенные выше факты, определяющие процессы засоления—рассоления, широко известны и давно описаны в почвенной литературе (Полынов, 1956; Ковда, 1946, 1973; и др.). Актуальным является количественное описание данных процессов.

**Механизм.** В настоящее время процессы влаго- и солепереноса достаточно подробно освещены в почвенной литературе. Одними из первых публикаций по этому вопросу были работы Б.Б. Полынова 30-х годов (1956). В них четко описан механизм перемещения и аккумуляции солей, рассмотрены процессы поступления солей из грунтовых вод в почвенный профиль силами капиллярной и пленочной влаги. Кроме того, показано, что в зоне перехода пленочной воды в гигроскопическую, в условиях, где количество испаряющейся и поступающей снизу воды уравнивается, формируется горизонт максимального соленакопления. Он может располагаться на разной глубине от поверхности, но при этом и интенсивность соленакопления будет разной. Б.Б. Полынов экспериментально показал, что концентрация солей в пленочной воде всегда выше, чем в капиллярной; скорость капиллярного поднятия зависит от концентрации раствора и состава солей; повышение концентрации снижает скорость перемещения солей. Особое внимание Б.Б. Полынов уделил изучению "критической" глубины залегания грунтовых вод, при превышении которой начинается активное поверхностное засоление почвы. При этом он подчеркивал, что эта глубина определяется не только высотой капиллярного поднятия раствора, но и нисходящими токами пресной воды (атмосферными осадками) и испарением. Таким образом, Б.Б. Полынов говорил практически о водно-солевом режиме почвы, при котором она может испытывать засоление или рассоление.

Рассматривая механизм вымывания солей из почвенного профиля, Б.Б. Полынов подчеркивал, что вода, обеспечивающая промывку, как бы выдавливает почвенную влагу из крупных и мелких пор до грунтовой воды. Причем скорость такого процесса зависит не только от свойств почвы и грунта, но и от скорости оттока грунтовой воды. Его работами доказано, что переход солей в раствор из твердой фазы почвы и выпадение их в осадок зависят от растворимости солей и их миграционной способности. Соли, поступившие в почву, мигрируют в почвенном профиле, взаимодействуя с твердой фазой почвы и ионно-обменным комп-

Таблица 4  
Зависимость водного режима почв ( $\bar{V}$ )  
от индекса сухости ( $R/(LOc)$ )

$R/(LOc)$	1,5	2,0	2,5	3,0	4,0	5,0	6,0
$\bar{V}$	0,82	0,89	0,93	0,95	0,97	0,99	1,0

лексом, По мере расхода влаги на испарение и транспирацию концентрация солей в почвенном растворе возрастает. Переход солей в твердую фазу (кристаллизация) начинается при насыщении и перенасыщении почвенного раствора. Поскольку различные соли характеризуются разной растворимостью, переход их в твердую фазу и обратно происходит последовательно в зависимости от их растворимости. Наиболее подвижными являются хлориды и нитраты, которые сохраняются в растворах и при очень высоких концентрациях.

Работы Б.Б. Полынова о процессах засоления—рассоления почв не потеряли своей актуальности и сегодня. В публикациях последних лет (Аверьянов, 1978; Моделирование процессов..., 1980; Айдаров, 1985; Бреслер и др., 1987; и многие др.) рассмотрен механизм процессов засоления—рассоления с учетом ионно-обменных процессов и законов гидро- и термодинамики.

В настоящее время собран и обобщен огромный фактический материал по засолению—рассолению почв и разработаны математические модели влаго- и солепереноса в почвах. Для наиболее простого случая (установившийся режим) С.Ф. Аверьяновым (1978) получено уравнение, связывающее водный и солевой режимы почв:

$$\bar{C} = \frac{\bar{C}_{op}}{\bar{V}-1} + \left(1 + \frac{\bar{C}_{op}}{\bar{V}-1}\right) e^{2Pe(1-1/M)(1-\bar{X})},$$

где  $\bar{C} = C/C_r$  ( $C$  — концентрация почвенного раствора, г/л;  $C_r$  — минерализация грунтовых вод, г/л);  $\bar{V} = E/(Oc + Op)$  ( $E$  — испарение, мм;  $Oc$  — атмосферные осадки, мм;  $Op$  — оросительная норма, мм);  $\bar{C}_{op} = C_{op}/C_r$  ( $C_{op}$  — минерализация оросительной воды, г/л);  $\bar{X} = X/X_1$  ( $X$  — расстояние от поверхности почвы, м, т.е. слой, в котором требуется оценить засоление;  $X_1$  — глубина грунтовых вод, м);  $Pe$  — параметр Пекле:  $Pe = X_1/(2m\lambda)$  ( $m$  — пористость почв, доли от объема;  $\lambda$  — коэффициент гидродинамической дисперсии).

Приведенное выше уравнение, несмотря на ряд принятых допущений (однородность профиля почвы, постоянство скорости фильтрации, независимость растворения солей твердой фазы от их формы и объема и др.), позволяет проанализировать влияние различных факторов на процессы засоления—рассоления почв. В частности, учитываются водный режим почв ( $\bar{V}$ ) и его связь с процессами засоления—рассоления в зависимости от глубины и минерализации грунтовых вод в условиях атмосферных и гидроморфных почв (рис. 6).

Для выявления связи водного режима с климатическим фактором для автоморфных условий предложено использовать данные М.И. Будыко по связи "индекса сухости" ( $R/(LOc)$ ) с водным режимом почв ( $\bar{V}$ ).

Приведенные в табл. 4 данные показывают, что в автоморфных усло-



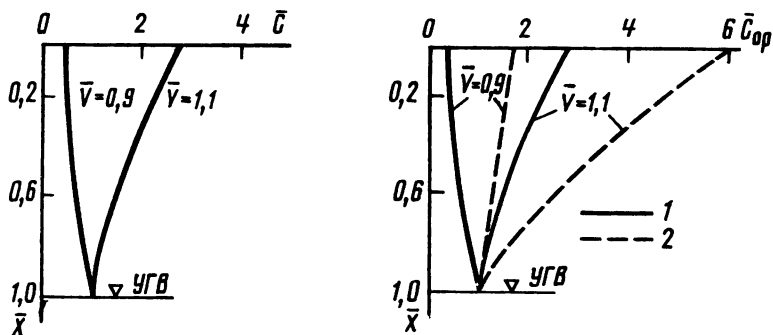


Рис. 6. Распределение солей ( $\bar{C}$ ) по профилю почв в зависимости от водного режима ( $\bar{V}$ )  $\bar{V} = E/Oc$  (где  $E$  — испарение,  $Oc$  — осадки);  $\bar{C} = C/C_T$  (где  $C$  — концентрация солей или ионов в почве, г/л;  $C_T$  — концентрация солей в грунтовых водах, г/л;  $\bar{X} = X/X_1$  (где  $X$  — мощность характеризуемого слоя, м;  $X_1$  — глубина грунтовых вод, м);  $\Delta УГВ$  — уровень грунтовых вод, или зона активного влагообмена в автоморфных почвах

Рис. 7. Распределение солей в почве в зависимости от минерализации оросительной воды  
 1 —  $C_{ор} = C_{ор}/C_T = 0$  (где  $C_{ор}$  — минерализация оросительных вод, г/л;  $C_T$  — минерализация грунтовых вод, г/л); 2 —  $C_{ор} = C_{ор}/C_T = 0,2$

виях аридной зоны ( $\bar{V} < 1$ ) имеет место устойчивое рассоление верхней толщи почвы. Натурные данные подтверждают это (Решеткина, Якубов, 1978).

Иначе складывается солевой режим почв в гидроморфных условиях, где решающую роль играют уровень залегания и степень минерализации грунтовых вод. Связь между степенью засоления почв, уровнем грунтовых вод и их минерализацией можно установить, используя приведенное выше уравнение (см. рис. 6).

Процессы засоления почв зависят от минерализации осадков или оросительной воды и золотого поступления солей (рис. 7, 8). При анализе процессов засоления—рассоления учитываются также свойства почв через параметр Пекле (Pe). Гранулометрический состав почв определяет различия в накоплении солей в почвах при одинаковых уровнях залегания минерализации грунтовых вод (рис. 9, 10). Полученные данные показывают, что с утяжелением механического состава почв влияние уровня и минерализации грунтовых вод в процессах засоления резко возрастает.

Другим очень важным для практики выводом является нецелесообразность поддержания гидроморфного режима на орошаемых землях в аридных условиях. Это связано с необходимостью осуществления интенсивного промывного режима. При уровне грунтовых вод  $\leq 1,5$  м для исключения соленакопления отношение  $(Op + Oc)/E$  должно составлять 1,6—2 (Айдаров, 1985). По этим же соображениям в аридной зоне нецелесообразна так называемая субирригация, которая приводит к очень большому расходу воды, для того чтобы исключить засоление почв.

Представляет интерес оценка времени стабилизации процессов засоления—рассоления ( $\tau$ , сут) в зависимости от поступления и выноса

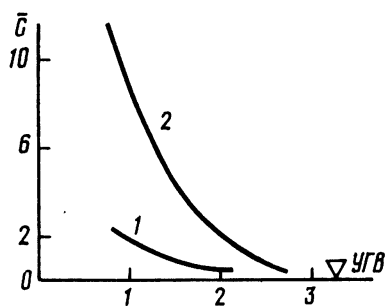
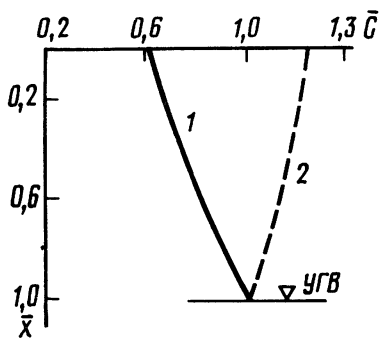


Рис. 8. Влияние золowego поступления солей на солевой профиль почв

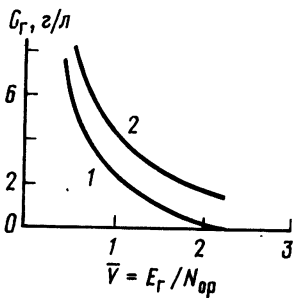
1 — распределение солей в профиле почв без учета золowego поступления солей; 2 — то же, с учетом золowego поступления солей. Объяснение см. на рис. 6

Рис. 9. Зависимость содержания солей в почве ( $\bar{C}$ ) от уровня грунтовых вод

1 — супеси; 2 — суглинки. Объяснение см. на рис. 6

Рис. 10. Критическое значение минерализации грунтовых вод в зависимости от водного режима почв ( $\bar{V}$ )

$C_r$  — минерализация грунтовых вод, г/л;  $E_r$  — испарение грунтовых вод;  $N_{op}$  — величина оросительной нормы; 1 — суглинки; 2 — супеси



легкорастворимых солей (Аверьянов, 1978):

$$\tau = \frac{\lambda m^2}{V},$$

где  $\lambda$  — коэффициент гидродинамической дисперсии, зависящий от гранулометрического состава почв,  $m$ ;  $m$  — пористость почв, доли от объема;  $V$  — скорость фильтрации, м/сут (при промывном режиме — нисходящие токи, при испарении грунтовых вод — восходящие).

В табл. 5 приведено время стабилизации процессов засоления—рассоления в различных по гранулометрическому составу почвах и при различных скоростях фильтрации. При значении  $V \geq 0,0001$  м/сут, что, как правило, имеет место на орошаемых землях, время стабилизации процессов засоления—рассоления не превышает 4—5 лет для самых тяжелых по механическому составу почв, хотя в естественных условиях переходные процессы могут растянуться на 30—40 лет и более в зависимости от степени изменения водного режима почв.

Привнос солей с золовой пылью, атмосферными осадками и другие изменения приходно-расходных статей водно-солевого баланса могут существенно сказаться на сроках стабилизации солевых процессов.

Приведенные выше расчеты свидетельствуют о том, что, несмотря на определенную условность математического моделирования процессов засоления—рассоления, этот метод позволяет учесть одновременно многие факторы, их определяющие, и дать количественное описание этим процессам.

Таблица 5

## Время стабилизации процессов засоления—рассоления почв

Скорость фильтрации		Время стабилизации для почв разного гранулометрического состава, годы		
м/сут	м <sup>3</sup> /га в год	Содержание частиц ≤ 0,01 мм		
		20%	40%	60%
0,00001	36	4—5	10—11	30—40
0,00005	182	1—2	2—3	8—9
0,0001	365	1	1—2	4—5
0,0005	1825	< 1	< 1	1—2
0,001	3650	< 1	< 1	< 1

Процессы засоления—рассоления сочетаются обычно с другими почвенными процессами. Однако этот вопрос пока остается слабо изученным. Соли часто необратимо воздействуют на минеральную часть почв, усиливают процессы выветривания, особенно в щелочной среде, воздействуют на глинистые минералы, определяют состав поглощенных оснований (Полынов, 1956; и др.). Интенсивность взаимодействия почвенных растворов, содержащих соли, и минеральной части почвы зависит от состава раствора (рН среды), а также типа и количества глинистых минералов. Среди последних наиболее активно взаимодействуют с солями смектитовые минералы. Насыщение их натриевыми солями приводит к резкому изменению состояния глинистых минералов. В меньшей степени это проявляется при взаимодействии с вермикулитом; иные процессы наблюдаются при взаимодействии солей с гидрослюдами и каолинитом (Бреслер и др., 1987). Количество и состав солей определяют коагуляцию и диспергацию коллоидной части почв. Особенно сильно воздействуют на минеральную часть почвы щелочные соли (сода).  $\text{Na}^+$ , внедряясь в поглощающий комплекс, резко меняет физико-химические свойства почв, приводит к активной диспергации и перемещению коллоидов, образованию солонцовых горизонтов и переходу почв из категории просто засоленных в категорию засоленных солонцовых почв. Иная картина наблюдается при насыщении почв кальциевыми солями. Именно на этом основаны процессы мелиорации солонцовых почв. Механизм воздействия солей на минеральную часть почв и процессы выветривания, к сожалению, пока слабо изучен.

Связь процессов засоления—рассоления с процессами трансформации органического вещества в почвах также пока недостаточно освещена. Есть сведения А.Н. Розанова (1955) о резком снижении микробиологической активности и процессов гумификации в сильнозасоленных почвах. Известен факт возрастания подвижности органо-минеральных соединений и гумусовых веществ при засолении почв, особенно содовыми солями. Интересные сведения были получены при изучении состава гумуса в засоленных почвах Монголии (Орлов и др., 1985). Исследовались луговые сильногумусированные почвы, которые исходно характеризовались гуматным составом гумуса. В результате активных процессов вторичного засоления по луговой почве сформировались хлоридно-натриевые солончаки.

При этом их состав гумуса резко изменился и стал фульватным. Д.С. Орлов считает, что засоление, так же как иссушение и переувлажнение почв, определяет их гумусовое состояние.

Процессы засоления—рассоления могут проявляться на фоне таких почвенных процессов, как оглеение. Механизм взаимодействия этих процессов, протекающих в условиях нейтральной и щелочной реакции среды, в почвенной литературе пока практически не освещен. Несомненно одно, что эти процессы могут сочетаться и они приводят к формированию оглеенных засоленных почв.

Неразрывно связаны в единую равновесную термодинамическую систему все соли почвы — как легкорастворимые, так и слабо растворимые (гипс и карбонаты). Поэтому процессы засоления—рассоления связаны с процессами карбонато- и гипсонакопления (Моделирование процессов..., 1980; Айдаров, 1985; Бреслер и др., 1987; и др.).

В единый комплекс почвенных процессов, обусловленных засолением—рассолением, входит и солонцовый процесс. Взаимосвязь процессов засоления—рассоления—осолонцевания в настоящее время достаточно подробно изучена; раскрыта сущность этих взаимосвязей и дано их физическое и математическое описание (Моделирование процессов..., 1980; и др.).

Особый интерес представляет взаимодействие процессов засоления—рассоления с неспецифическими для засоленных почв процессами — такими, как подзоливание и др. В результате активного антропогенного воздействия процессы вторичного засоления стали проявляться не только в районах традиционного развития засоленных почв, но и там, где раньше засоление в почвах не проявлялось. Это относится к районам орошаемого земледелия с использованием подземных (часто минерализованных) вод; к районам, где наблюдается активное эоловое поступление солей; к районам агрогенного и техногенного загрязнения. Последнее было описано в ареалах нефтеразработок (Солнцева, 1982). Несомненно, что процессы засоления—рассоления во всех указанных случаях будут воздействовать на почвы и природные почвообразовательные процессы, свойственные тому или иному региону; несомненно, что области распространения процессов засоления—рассоления в настоящее время значительно увеличиваются. К сожалению, этому вопросу, как и механизму воздействия солей на процессы почвообразования, до настоящего времени не уделяется должного внимания.

## ОСОЛОНЦЕВАНИЕ. РАССОЛОНЦЕВАНИЕ

### Осолонцевание

Первоначальные представления о солонцовом процессе развивались сопряженно с изучением солонцов как специфической общности почв. Впервые особенности морфологии солонцов были описаны П.А. Земятченским (1894; цит. по: Ковда, 1939). Как позже и некоторые другие исследователи (Н.М. Сибирцев, К.Д. Глинка, Н.А. Димо), он считал эти почвы близкими к подзолистым. В эти же годы разрабатывалась идея о связи образования солонцов с присутствием соды и накоплением аморфной кремнекислоты (Н.А. Гордягин, Г.И. Тапфильев, П.С. Коссович, В.А. Ковда). В этот

период происходит накопление материалов по свойствам солонцов разных регионов России (В.С. Богдан, А. Остряков, С.С. Неуструев, Л.И. Прасолов и др.).

К следующему важному периоду в исследовании солонцов и солонцового процесса следует относить работы К.К. Гедройца 1912—1928 гг., в которых показано пептизирующее действие обменного натрия на почвенные коллоиды при крайне низком содержании солей и выдвинута схема эволюции почв: натриевый солончак → солонец → солодь. При этом указывалось на частичное разрушение коллоидов и их вымывание в нижние горизонты из верхних. К.Д. Глинка (1927) допускал возможность образования солонца при многократном повторении циклов засоления почвы при поднятии минерализованных грунтовых вод или верховодки и последующего рассоления верхних горизонтов почв атмосферными осадками.

В 30-е годы большинство исследователей указывали на формирование высокой щелочности и соды при общем небольшом содержании солей в столбчатом (солонцовом) горизонте. Щелочная реакция может быть обусловлена обменным  $\text{Na}^+$ , содой, гуматами, силикатами и алюминатами щелочей. Но последние в присутствии  $\text{CO}_2$  почвенного воздуха неустойчивы. Они выпадают в осадок с образованием гидрокарбонатов натрия (Ковда, 1939). Главным препятствием развития солонцового процесса считается наличие гипса. Исследуется роль разрушения алюмосиликатов в солонцеобразовании.

Одновременно обсуждались гипотеза В.Р. Вильямса о биологическом генезисе солонцов и ряд других важных положений. Мы кратко на них остановимся, так как существуют сильно различающиеся представления, не дающие возможности до настоящего времени сформулировать достаточно точное определение солонцового ЭПП.

Проблема магниевой солонцеватости рассматривалась в двух аспектах: 1) важное влияние обменного  $\text{Mg}^{2+}$  на формирование солонцовых свойств (Kelley, 1951; Гедройц, 1955); 2) "промежуточная" степень влияния  $\text{Mg}^{2+}$  между обменными  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Na}^+$ , но ближе к  $\text{Ca}^{2+}$  (Сушко, 1933; Усов, 1937; Мамаева, 1966). Позднее было выяснено, что обменный  $\text{Mg}^{2+}$  усиливает пептизирующее действие  $\text{Na}^+$  (Панов, 1972; Минкин и др., 1986).

Возможность образования солонца без стадии солончака явилась важным генетическим положением (Ковда, 1946; Базилевич, 1965). Необходимые условия для этого: засоление содовыми грунтовыми водами, формирование соды в результате деятельности микроорганизмов при низком окислительно-восстановительном потенциале в присутствии органического вещества (Антипов-Каратаев, 1953).

Теория гальмиролиза алюмосиликатов была выдвинута Б.В. Андреевым (1955). Механизм и результат процесса: разрушение алюмосиликатов при высокой концентрации солей и образование гидрофильных кремнеземистых коллоидов, дающих солонцовые свойства при удалении солей. Таким образом, обменные  $\text{Na}^+$  и  $\text{Mg}^{2+}$  — не причина, а следствие солонцового процесса.

Роль гидрофильных коллоидов в солонцовом процессе наиболее полно сформулировал В.Н. Михайличенко (1979). На активной (натриевой) стадии солонцеобразования взаимодействие растворов натриевых солей с почвенным поглощающим комплексом (ППК) заключается не только в

увеличении обменного  $\text{Na}^+$  и изменении электростатического фактора устойчивости коллоидов, но и в выделении в раствор высокомолекулярных соединений (натриевых соединений полимерной кремнекислоты, гуминатов, алюминатов натрия, а также натриевых солей алюмоферригумусовых кислот), образующих сложный комплекс — гидрофильную плазму. Последняя, будучи термодинамически равновесной, агрегативно устойчивой и обратимой, пептизирует и стабилизирует гидрофобные коллоиды, адсорбируясь на их поверхности и образуя структурированную квазикристаллическую оболочку, которая выполняет роль структурно-механического барьера, препятствующего их сближению. Кроме того, структурированная гидрофильная оболочка может образовываться непосредственно на коллоидной частице в результате ионизации ее поверхностей в щелочной среде. При этом В.Н. Михайличенко указывает, что гидрофильная плазма образуется только в присутствии натриевых солей, а магниевые солонцы (которые автор считает "остаточными") существуют в природе только потому, что магний не осаждает полностью возникающую независимо от него гидрофильную плазму.

Горизонтальное перераспределение солей в зоне аэрации автоморфного солонцового почвенного комплекса было доказано и смоделировано (Егоров, 1967; Зимовец, 1984; Калиниченко, цит. по: Минкин и др., 1986). Это показало существование саморегулирующегося пульсирующего солевого режима в верхних горизонтах солонца и возможность осолонцевания в автоморфных условиях.

На основании всего сказанного выше допускается полигенезис солонцов (Панов, 1972).

В настоящее время можно выделить лишь некоторое основное представление, которое обычно не ставят под сомнение.

*Солонцовый процесс — это комплекс взаимосвязанных явлений, происходящих в почве, обусловленных определенным сочетанием количества обменного натрия в ППК и общей концентрации и состава солей в почвенном растворе, развитие которого во времени приводит к формированию специфического почвенного профиля с текстурной элювиально-иллювиальной дифференциацией* (по илу, полуторным окислам, емкости катионного обмена). Рассматриваемый комплекс явлений включает: 1) пептизированность ила и коллоидов; 2) высокую растворимость гумусовых веществ; 3) специфические свойства почвенной массы в зависимости от влажности (высокая пластичность, липкость, набухание, практически полное отсутствие водопрочной структуры, крайне низкая влагопроводность, узкий диапазон доступной для растений влаги во влажном состоянии; сильное уплотнение почвы с образованием призматических, столбчатых или глыбистых агрегатов, обладающих очень высокой механической прочностью при иссушении); 4) высокую щелочность почвенного раствора (в том числе наличие и (или) образование соды); 5) трансформацию и разрушение минералов и гумусовых веществ в щелочной среде (так называемый щелочной гидролиз); 6) передвижение пептизированных илистых, коллоидных частиц и растворенных гумусовых веществ.

Формирующийся в результате солонцового процесса почвенный профиль имеет следующее строение:

A1 — гумусо-элювиальный (надсолонцовый) горизонт от светло-бурой

до серо-черной окраски, комковатый или чешуйчато-пластинчатый, пористый, более легкого механического состава и с меньшей емкостью катионного обмена, чем горизонт В1, от слабокислого до слабощелочного, неза-солен; мощность 2—25 см;

В1 — солонцовый горизонт, более темной окраски; столбчатый, реже призматический, ореховатый или глыбистый; педы сплошь покрыты иллювиальными кутанами (ил,  $R_2O_3$ , гумус); головки столбчатых отдельностей покрыты белесой присыпкой; в сухом состоянии масса плотная, трещиноватая, во влажном — вязкая, бесструктурная; щелочной, содержание обменного  $Na^+$  более 20% от ЕКО при отсутствии солей или слабом засолении; мощность от 7 до 25 см и более;

В2 — подсолонцовый горизонт более светлой окраски, чем В1; ореховатый или призматический; менее плотный; обычно содержит карбонаты (рассеянные или в виде белоглазки), гипс и легкорастворимые соли (иногда в виде выцветов); мощность от 15 до 100 см и более; С — засоленная почвообразующая порода.

В данном определении солонцового процесса не рассматривается роль гидрофильных коллоидов, поскольку, на наш взгляд, имеется ряд нерешенных вопросов, которые не позволяют сделать уточнения. Во-первых, у почвоведов нет четкого определения, какие коллоиды считать гидрофильными, а какие — гидрофобными. Например, если использовать критерий Ребиндера, то все минералы и большую часть органических веществ в почве следуют называть гидрофильными. Во-вторых, нет четких представлений о природе гидрофильных коллоидов, надежных способов их выделения или идентификации. В-третьих, не ясно, возможно ли возникновение гидрофильных коллоидов без поступления солей натрия, развития щелочной реакции и внедрения обменного натрия в ППК. В-четвертых, не ясно, во всех ли солонцах образуются гидрофильные коллоиды. В-пятых, не определена четко роль обменного магния и вообще солей магния в развитии солонцового процесса. В-шестых, не ясно соотношение количества обменного  $Na^+$  в ППК и общей концентрации и состава солей в почвенном растворе. Предполагается, что достаточно более 10—20% обменного  $Na^+$  от емкости катионного обмена при небольшой концентрации солей (как правило, не выше слабого засоления). При этом не известно, как изменяются граничные значения в зависимости от гранулометрического и минералогического составов, содержания и состава органического вещества.

Особо обратим внимание на то, что рассмотренный комплекс явлений обусловлен не просто присутствием обменного натрия в почвенном поглощающем комплексе в количестве, превышающем некоторый критический порог, а определенным сочетанием количества обменного натрия в ППК и общей концентрации и состава солей в почвенном растворе. Первое утверждение, сформулированное И.Н. Антиповым-Каратаевым (1953), встречается наиболее часто. Оно во многом справедливо, но только при низкой концентрации равновесного почвенного раствора.

**Ф а к т о р ы .** Основной причиной возникновения солонцового процесса является наличие условий, благоприятных для накопления некоторого количества обменного  $Na^+$  при сравнительно низкой концентрации солей и щелочной реакции в почвенном растворе. Климат должен быть таким, что-

бы, во-первых, существующая испаряемость создавала возможность накопления или длительного сохранения легкорастворимых солей в почвах, во-вторых, выпадающего количества осадков было достаточно для периодического (но не устойчивого) промывания верхних 20-50 см почвы от легкорастворимых солей. Для территории СССР такие климатические условия имеются в лесостепной, степной, сухостепной и полупустынной зонах. При этом наиболее благоприятными оказываются климатические условия сухостепной зоны.

С геоморфологической точки зрения условия развития солонцового процесса наиболее часто возникают в районах выраженного эрозионного расчленения древних областей аккумуляции мелкозема и солей: в древних дельтах (Каспийская низменность, низовья Днепра), на древних речных террасах (Волга, Урал, Днепр, Дон, Дунай, Иртыш, Лена и др.), на морских террасах (Присивашье).

Растительность может способствовать развитию или поддержанию солонцового процесса путем выноса на поверхность некоторого количества солей. Аналогичным образом может действовать и роющая мезофауна.

Почвообразующие породы ограничивают развитие солонцового процесса в трех основных случаях: 1) при крайне малом содержании ила (в песках), поскольку нечему пептизироваться и передвигаться; 2) при крайне высоком содержании ила (в глинах), поскольку затруднено передвижение частиц; 3) при содержании достаточного количества гипса и (или) легкорастворимых солей (исключая соду). При этом только в последнем случае солонцовый процесс прекращается или совсем не возникает. В первых двух случаях в силу указанных причин он не может сформировать соответствующий почвенный профиль.

Режимы глубины, минерализации и состава грунтовых вод ограничивают или способствуют развитию солонцового процесса в зависимости от всего сочетания факторов, обуславливающих определенный водно-солевой режим почвы.

Сочетание и взаимодействие с другими Э П П. Солонцовый процесс тесно связан с миграцией легкорастворимых солей, в частности солей натрия, т.е. с процессом засоления-рассоления почв. Основным источником, из которого ППК может пополняться обменным натрием, являются водорастворимые соли натрия. Поступление последних в почву (процесс засоления) вызывает смещение ранее существовавшего ионообменного равновесия в почве (точнее, в некотором объеме почвы) в сторону поглощения поглощающим комплексом и вытеснения обменных Са и Mg в раствор. При дальнейшем засолении вытесненные из ППК Са и Mg в составе почвенного раствора мигрируют в пределах почвенного профиля или за его пределы либо осаждаются в виде карбонатов и гипса. ППК все в большей и большей степени пополняется обменным натрием до достижения стационарного (равновесного) состояния, зависящего от концентрации и состава водорастворимых солей и свойств почвы. В соответствии с общей теорией ионообменных реакций (Гапон, 1934; Горбунов, 1948; Гедройц, 1955 и др.), количество обменного натрия увеличивается по мере возрастания общего количества водорастворимых солей Na в почве (Хитров, Зимовец, 1988).



При рассолении почвы, т.е. при поступлении в нее растворов (атмосферных осадков, оросительных вод и т.п.) с более низкой, чем в почвенных растворах, концентрацией солей, возможны разные ситуации в отношении изменения содержания обменного натрия в зависимости от состава и концентрации солей в поступающих растворах и содержания карбонатов и гипса в почве. В тех случаях, когда в атмосферных осадках или оросительных водах доля натрия от суммы катионов (точнее, величина SAR<sup>1</sup>) ниже, чем в почвенных растворах, а также при наличии в верхних горизонтах почвы карбонатов и особенно гипса рассоление сопровождается последовательным снижением содержания обменного натрия без возникновения условий развития солонцового процесса. Если почвы не содержат карбонатов и гипса, а поступающие растворы (атмосферные осадки или оросительные воды) пресные или имеют очень низкую концентрацию солей, общего количества ионов кальция и магния, поступающего в засоленную почву, становится недостаточно для вытеснения обменного натрия. Поступающие воды вымывают соли в нижележащие горизонты, снижая концентрацию почвенного раствора, а исходно высокое содержание обменного натрия почти не изменяется. В этих условиях начинает бурно развиваться солонцовый процесс. Возможен и третий случай. Если оросительные воды щелочные и в них доля натрия от суммы катионов (точнее, величина SAR) выше, чем в почвенных растворах, при рассолении возможно даже увеличение содержания обменного натрия на фоне снижения концентрации солей, что также будет способствовать развитию солонцового процесса.

Напротив, интенсивное соленакопление в солонце в результате поднятия и длительного сохранения в таких условиях уровня минерализованных грунтовых вод способствует прекращению развития солонцового процесса из-за коагулирующего действия высокой концентрации солей.

Особая ситуация возникает при наличии грунтовых вод содового состава. В этом случае высокая концентрация в растворе ионов  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{HCO}_3^-$  вызывает интенсивное связывание практически всех поступающих

в раствор ионов  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  и их осаждение в виде карбонатов. В результате почти внеконкурентного преобладания ионов  $\text{Na}^+$  в щелочном почвенном растворе ППК заполняется на 80–95% обменным натрием (Базилевич, 1965), вызывая интенсивное разрушение минералов и переводя их в супердисперсное состояние (Чижикова и др., 1974).

Очень важным условием развития солонцового процесса часто является не просто вымывание солей, а пульсирующий солевой режим, включающий не очень сильное восходящее движение солей к солонцовому горизонту в периоды иссушения и частичное промывание верхних горизонтов солонца атмосферными осадками. При этом восходящий ток солей может быть обусловлен различными причинами (не только подпитыванием грунтовыми водами).

<sup>1</sup>  $\text{SAR} = \frac{C_{\text{Na}}}{\sqrt{\frac{C_{\text{Ca}} + C_{\text{Mg}}}{2}}}$  – натриевое адсорбционное отношение (sodium adsorption ratio, где  $C_{\text{Na}}$ ,

$C_{\text{Ca}}$ ,  $C_{\text{Mg}}$  – концентрации Na, Ca и Mg в растворе, мг-экв/л.

В частности, в автоморфных солонцовых комплексах образование почти водонепроницаемого солонцового горизонта как результата протекания солонцового процесса затрудняет (но не полностью исключает) рассоление солонца атмосферными осадками и одновременно усугубляет накопление солей в нижних горизонтах. Незначительное впитывание осадков поверхностью солонца приводит к их перераспределению по поверхности и неравномерному увлажнению разных почв солонцового комплекса: в солонцах – меньшему, в почвах западин – большему. Последнее обуславливает возникновение горизонтальных градиентов потенциалов почвенной влаги и соответствующее им горизонтальное передвижение влаги и солей на некоторой глубине от поверхности в сторону солонца от почв западин. В результате в автоморфных солонцовых комплексах возникает саморегулирующееся вертикально-горизонтальное передвижение солей, определяющее устойчивость во времени всего комплекса в целом.

Влияние других ЭПП (например, гумусонакопления) на солонцовый не совсем ясно, поскольку различие интенсивности и характера воздействия этого процесса на почву сопряжено с существованием априорно различного сочетания сразу многих факторов.

Солонцовый процесс сам по себе достаточно комплексный и включает по крайней мере два более частных процесса: 1) разрушение и трансформацию минералов и гумусовых веществ в щелочных условиях; 2) передвижение пептизированных ила, коллоидов, аморфных минеральных и органико-минеральных и растворенных гумусовых веществ (так называемое иллювиирование). Поэтому можно считать, что солонцовый процесс усиливает эти два более частных процесса, а последние способствуют дальнейшему развитию солонцового.

Солонцовый процесс сопровождается оглеением прежде всего на контакте горизонтов A1 и B1, где наблюдаются наиболее резкие изменения по гранулометрическому составу и водопроницаемости. В свою очередь, процессы оглеения усиливают разрушение минералов и органических веществ в щелочных условиях и способствуют дальнейшей дифференциации почвенного профиля по элювиально-иллювиальному типу. В дальнейшем это приводит к развитию осолодения.

**Развитие ЭПП во времени.** Данные по этому вопросу практически отсутствуют. Известно, что при орошении минерализованными водами через год иногда появляются некоторые признаки осолодения (потечность гумуса, кутаны, белесые корочки отмытого материала и др.). Для полугидроморфных почв Прикаспийской низменности Б.А.Зимовец (1984) предположил, что срок образования солонца должен быть не менее 15–20 лет.

**Диагностика.** Строго говоря, диагностику любого процесса можно проводить с помощью трех различных групп показателей, характеризующих: 1) наличие отдельных существенных явлений, составляющих данный процесс, и условий его протекания; 2) различные свойства почвы как конечные результаты действия процесса; 3) первое и второе, вместе взятые. Первая группа показателей позволяет судить о существовании интересующего процесса в данный момент, вторая – о том, что этот процесс был, но остается неясным, существует ли он в настоящее время,

третья группа – существовал ли процесс раньше и идет ли сейчас. Поэтому для дифференцированной оценки явления желательно иметь всю совокупность показателей (третья группа).

### *Диагностические показатели солонцового ЭПП*

I. Морфологические признаки: текстурная дифференциация профиля в целом, столбчатость и многоуровненность структуры горизонта В1, наличие кутан и др. (Классификация и диагностика почв СССР, 1977).

#### II. Физические показатели.

1. Свойства и распределение ила:

а) степень илловированности почвенного профиля

$$Ni = \frac{(Ил_{гор.В}) - (Ил_{гор.А})}{(Ил_{гор.В}) - (Ил_{гор.А})} \text{ (Новикова, Пикуза, 1972);}$$

б) степень дифференцированности профиля

$$СДП = (Ил_{гор.В}) + (Ил_{гор.А}) \text{ (Гоголев, Волошин, 1968);}$$

в) отношение воднопептизируемого и агрегированного ила в солонцовом горизонте (Большев, Капусткина, 1964).

2. Величина набухания почвенной массы (Гоголев, Волошин, 1968).

3. Наличие задержки набухания растертых образцов (Грачев, Корнблюм, 1982).

#### III. Физико-химические показатели.

1. Состав обменных катионов:

а) обменный натрий, % от ЕКО (Гедройц, 1955);

б) сумма обменных натрия и магния, % от ЕКО (Гоголев, Волошин, 1968).

2. Активность ионов в растворе:

а)  $pNa$  при т:ж = 1:5 (Зырин, Орлов, 1958);

б)  $pNa$  при т:ж = 1:0,5 (Цуриков, 1977);

в)  $pNa$  при влажности, соответствующей нижней границе текучести (Агабабян и др., 1975; Чаусова, 1978);

г)  $aNa/\sqrt{aCa}$  при влажности, соответствующей нижней границе текучести (Чаусова, 1978);

д)  $pNa/pCa$  при т:ж = 1:1 (Блохин, Прутков, 1980);

е) сочетание натриевого и  $\Delta pH$ -критериев:

$\Delta pNa$  — натриевый критерий: определенная область в координатах  $pNa_1$  и  $\Delta pNa = pNa_2 - pNa_1$ , где  $pNa_1$  при т:ж<sub>1</sub> = 1:0,4,  $pNa_2$  при т:ж<sub>2</sub> = 1:2;  $\Delta pH$ -критерий:  $\Delta pH = pH_2 - pH_1$ , где  $pH_1$  при т:ж<sub>1</sub> = 1:0,5,  $pH_2$  при т:ж<sub>2</sub> = 1:5 (Хитров, 1984)

3. Электрокинетические свойства:

а) соотношение коэффициентов эффективности ( $\alpha$ ) и структурного сопротивления ( $\beta$ ) (Минкин, 1975);

б) соотношение поверхностных плотностей зарядов всего двойного электрического слоя ( $\sigma_0$ ) и его диффузной части ( $\sigma_1$ ) (Минкин, 1975).

Морфологические и большинство физических показателей по своей сути относятся ко второй группе. При их использовании предполагается вообще возможность существования солонцов в рассматриваемой комбинации факторов почвообразования (прежде всего в данных климатических условиях) или, иными словами, учитывается почвенная зона. Последняя

оговорка необходима, поскольку многие из используемых диагностических признаков солонцов (за исключением, пожалуй, столбчатости структуры) характерны вообще для текстурно-дифференцированных почв. Поэтому целесообразно различные показатели использовать в комплексе, предполагая, что при развитии солонцового процесса должен сформироваться полный профиль солонца, описанный выше. В противном случае, когда солонцовый процесс только начался и появились первые признаки его действия (потечность гумуса, редкие кутаны и т.п.), одних таких показателей недостаточно; их надо подкреплять дополнительными, прежде всего физико-химическими.

Физико-химические показатели, исключая III.2.a – III.2.d, по сути относятся к первой группе. Но и эти показатели нельзя рассматривать отдельно, поскольку каждый из них в отдельности может принимать одинаковые значения и при наличии, и при отсутствии солонцового процесса. Поэтому обычно их определяют в самом солонцовом горизонте.

Например, содержание обменного  $\text{Na}^+$  (обычно более 15-20%) может быть диагностическим показателем только при соблюдении двух условий: 1) обменный  $\text{Na}^+$  определяется в собственно солонцовом горизонте, имеющем соответствующие морфологические признаки, и 2) солонцовый горизонт должен иметь высокую щелочность, при этом засоление легкорастворимыми солями не должно быть выше слабого (Хитров, 1984).

В настоящее время на основе комплексной диагностики выделяют три основные группы почв: 1) собственно солонцы (по большинству показателей), в которых солонцовый процесс начался давно и существует сейчас; 2) почвы, имеющие морфологический профиль солонца, в которых солонцовый процесс действовал раньше, но остается спорным, существует ли он сейчас, так как это не подтверждают физико-химические показатели; 3) почвы, имеющие только отдельные морфологические и достаточно выраженные физико-химические признаки солонцового процесса, в которых последний, очевидно, только начался.

Главная проблема диагностики солонцового ЭПП: установление минимума диагностических показателей (качественных и количественных) и нахождение всей области значений для сочетания количественных показателей.

В заключение отметим, что представления о природе солонцового ЭПП, как и его диагностика, до настоящего времени дискуссионны.

### Рассолонцевание

*ЭПП рассолонцевания (осолодение) — совокупность процессов, приводящих к обезыливанью верхней части профиля аридных и семиаридных почв (главным образом степной и лесостепной зон), протекающих в условиях щелочной среды с обязательным внедрением  $\text{Na}^+$  в ППК на предвзрывательной стадии.*

Концепцию ЭПП осолодения (щелочного гидролиза глинистых минералов) привлекают практически во всех работах для объяснения генезиса осветленного и облегченного по механическому составу горизонта A1 в тех случаях, когда формирование его невозможно объяснить с точки зрения оподзоливания и лессивирования по почвенно-экологическим усло-

виям (засоленность и карбонатность пород, аридный климат, отсутствие таежно-лесной растительности и др.). В этом толковании осолодение понимается скорее как макропроцесс, нежели как ЭПП. При этом отсутствие существенного количества поглощенного натрия или признаков засоления в почвенном профиле солодей объясняется реликтовой засоленностью и солонцеватостью грунтов (Евдокимова и др., 1985) либо периодическим поступлением в профиль слабоминерализованных грунтовых вод, содержащих значительные количества ионов натрия (Базилевич, 1947; Роде и др., 1964). Классическое толкование ЭПП осолодения как щелочного гидролиза глинистых минералов дается в работах К.К.Гед-ройца (1955) и ряда его последователей.

**Механизм.** На начальной солонцеватой стадии развития осолодения происходит внедрение ионов натрия в ППК в условиях слабощелочной среды. Это вызывает пептизацию минеральных коллоидов и формирование подвижных натриевых солей органических кислот. Последующее промывание профиля пресными атмосферными водами приводит к развитию собственно осолодения: значительная часть пептизированных коллоидов вымывается в неразрушенном виде в иллювиальные горизонты, часть подвергается разрушению и выносится в растворах. Механизм разрушения минеральных коллоидов остается во многом дискуссионным. Наиболее распространено мнение, что разрушение глинистых минералов происходит вследствие вытеснения натрия ионами водорода из потенциалоопределяющего слоя коллоидов и внедрения последних в кристаллические решетки минералов (щелочной гидролиз). На этой стадии происходит изменение слабощелочной реакции среды на слабокислую. При этом разрушению в первую очередь подвергаются смектитовый компонент глиен. Продукты распада глинистых минералов выносятся в иллювиальные горизонты, где ресинтезируются, а частично выносятся за пределы профиля. Однако если первую часть ЭПП осолодения (лессивирование пептизированных натрием коллоидов) можно считать доказанной, то вторая — щелочной гидролиз — требует серьезного экспериментального обоснования.

**Взаимодействие с другими ЭПП.** Осолодение никогда не действует в почвенном профиле самостоятельно, а всегда во взаимодействии с целой группой дифференцирующих ЭПП: элювиально-глеевым процессом, кислотным гидролизом (оподзоливание), лессиважом, Al-Fe-гумусовой миграцией и др. Причем взаимодействие это настолько сложное, а сами процессы во многом гипотетичны и имеют близкие профилеобразующие результаты, что говорить о конкретной профилеобразующей роли ЭПП осолодения чаще всего не представляется возможным.

Среди сопутствующих процессов необходимо отметить элювиально-глеевый, на важную роль которого в формировании профиля солодей впервые было указано в работах С.П.Яркова (1956) и И.С.Кауричева с соавт. (1959). Контрастный гидрологический режим формирования солодей и осолоделых почв обуславливает резкую смену окислительных и восстановительных условий (возможно, наиболее резкую среди всех почв), что четко диагностируется практически во всех профилях по наличию конкреций и глеевой окраске (охристая распятненность, оливковые тона окраски).

Наиболее сложно разграничение функции и диагностики осолодения и оподзоливания на северной границе распространения осолоделых почв (лесостепь Русской равнины, березовые колки Сибири). При этом оподзоливание обычно рассматривается как стадияльно более поздний процесс, действующий в уже осолодевшем профиле (Гурсина, 1961). Признаки лессивирования и Al-Fe-гумусовой миграции легко диагностируются практически во всех осолоделых почвах по наличию иллювиальных кутан на поверхности структурных отдельностей в иллювиальных горизонтах профиля.

Таким образом, говоря о профилеобразующей роли осолодения, правильнее говорить о макропроцессе, нежели об ЭПП. Более того, в отдельных работах (Гоголев, Таргульян, 1986) обосновывается возможность формирования профиля солодей и осолоделых почв без участия собственно ЭПП осолодения.

Профилеобразующие результаты деятельности осолодения весьма различны: от образования мощного (до 30 см) белесого, практически лишеного ила, линзовидно-плитчатого элювиального горизонта A2, подстилаемого мощными иллювиальными горизонтами, обогащенными илом и полоторными окислами, до формирования остаточного-элювиального кутан (так называемый мучнистый кремнезем) на поверхности структурных отдельностей в верхних горизонтах солонцеватых почв. Различная выраженность осолодения в почвах, по-видимому, объясняется в первую очередь варьированием гидрологического режима: количеством воды, ежегодно промывающей почвенный профиль, степенью контрастности увлажнения.

**Д и а г н о с т и к а . 1.** Морфологическая. Наличие осветленного элювиального горизонта A2; осветление и обесструктурирование верхней части профиля черноземных и каштановых почв; наличие белесых остаточного-элювиальных кутан ("мучнистый кремнезем", "кремнеземистая присыпка") на поверхностях структурных отдельностей; отмытость от карбонатов и легкорастворимых солей верхней части профиля почв солонцево-солончакового комплекса.

Сопряженные признаки – наличие утяжеленных по гранулометрическому составу, буроокрашенных, плотных с призматически-столбовидной структурой иллювиальных горизонтов В; косвенные – наличие признаков переувлажнения, глеевой распятненности, конкреций в почвах аридного ряда.

**2.** Мезо- и микроморфологическая. В элювиальной части профиля – осветление и отмытость от красящих пленок зерен первичных минералов; практически полное отсутствие или существенное уменьшение количества оптически ориентированных глинистых агрегатов; линзовидно-плитчатая структура; высокая подвижность гумусово-глинистой плазмы – элювиально-иллювиальное перераспределение плазмы во внутрипедной массе. В иллювиальной части профиля – наличие большого количества иллювиальных кутан: глинистых, гумусовых ("лакировка" поверхностей педов), пылеватых; оптически ориентированные глинистые волокна и фрагменты кутан во внутрипедной массе; присутствие карбонатов в виде уплотненных, щелнистых стяжений.

**3.** Химическая и физико-химическая. Элювиально-иллювиальный характер распределения основных компонентов по профилю; кислая реакция

верхней части профиля, переходящая в щелочную в нижней; поглощенный натрий составляет более 20% суммы поглощенных оснований в иллювиальных горизонтах; существенное преобладание фульвокислот над гуминовыми в составе гумуса иллювиальных горизонтов.

4. Гранулометрическая и минералогическая. Обедненность элювиальной части профиля илестыми частицами и иллювиальное накопление ила (по сравнению с почвообразующей породой) в горизонтах средней части профиля; возрастание доли водно-пептизируемого ила в верхней части профиля; наличие признаков разрушения глинистых минералов – сокращение количества или полное отсутствие смектитового компонента в элювиальной части профиля, возможно некоторое увеличение доли иллита.

Все отмеченные выше диагностические признаки относятся к макропроцессу осолодения. Диагностика же собственно ЭПП осолодения затруднена, во-первых, из-за большого количества сопутствующих и наложенных ЭПП, имеющих сходную профилеобразующую роль, и, во-вторых, из-за отсутствия точных экспериментальных доказательств наличия щелочного гидролиза глинистых минералов.

**Ф а к т о р ы .** Осолодение – широко распространенный процесс. Почвы с описанными выше признаками встречаются пятнами на безлесных равнинах Евразии, Северной и Южной Америк, Австралии, Южной Африки в субаридных условиях суббореального и субтропического поясов. Необходимыми условиями развития осолодения являются повышенное по сравнению с атмосферным увлажнение, наличие периодов переувлажнения и застаивания влаги, сменяемых четко выраженным засушливым периодом. В условиях аридного климата такой резко контрастный водный режим формируется только в депрессионных формах рельефа. Поэтому одним из необходимых условий появления осолодения можно считать наличие мезо- и микропонижений рельефа (различные поды и западины).

Осолодение выражено на породах с затрудненным внутрипочвенным дренажем – тяжелосуглинистых-глинистых, обычно сиаллитного состава. Наличие признаков засоления в нижней части профиля и близкое расположение натрийсодержащих грунтовых вод являются "желательными", но вовсе не обязательными условиями развития осолодения. В литературе описаны случаи формирования осолоделых почв без видимых признаков предыдущей засоленности и солонцеватости (Гоголев, 1986).

Осолодение наблюдается под разнообразными гидрофильными растительными сообществами: разнотравно-злаковыми и заболоченными лугами, западинными осинниками и березняками, соковыми ивняками.

## **КАЛЬЦИЕВАЯ МИГРАЦИЯ**

### **Выщелачивание**

*Выщелачивание – это вынос из почвы или отдельных ее горизонтов малорастворимых солей Ca и Mg под действием нисходящего или бокового тока почвенного раствора, в результате чего происходит обеднение отдельных горизонтов или всего почвенного профиля основаниями и их солями.*

Выщелачивание карбонатов и гипса имеет смысл рассматривать вместе, так как механизм и результаты этих процессов сходны.

Диагностика может быть основана на прямых и косвенных признаках, хотя собственных морфологических признаков не формируется.

Прямая диагностика возможна на основе многолетнего мониторинга за изменением границы гипсового и карбонатного горизонта, а также баланса Са и Mg в почве и окружающем ландшафте.

О современном протекании выщелачивания свидетельствует характер верхней границы гипсового и карбонатного горизонтов – наличие выщелоченных языков и карманов вдоль трещин, диффузные ореолы вокруг конкреций и скоплений.

Достаточно точно процесс диагностируется на микроуровне с помощью микроморфологии и растровой электронной микроскопии. В этом случае о его наличии свидетельствуют характер микрозональности в распределении кристаллов карбонатов и гипса, их размеры, характер поверхности зерен. В отношении гипса признаки выщелачивания более разнообразны: к ним относятся растрескивание и расслоение волокон кристаллов, выпадение отдельных кристаллов, образование гребешковой формы.

Косвенным признаком процесса служит характер распределения карбонатов и гипса с постепенным увеличением их содержания с глубиной при условии отсутствия гидрогенной аккумуляции.

**Механизм:** растворение и вынос нисходящими токами солей Са и Mg. При низкой растворимости солей (для гидрокарбонатов Са–0,2 г/л, для гипса – 2 г/л) интенсивность и скорость выщелачивания определяются количеством и скоростью движения почвенной влаги, а для гипса – и формой новообразований.

Таким образом, основными условиями существования этого ЭПП являются водный режим промывного типа и определенное сочетание восходящих и нисходящих токов. Важную роль играют: режим углекислоты в почвенном воздухе и в растворе, которая повышает растворимость солей в воде, температура почвы, действующая в обратном направлении, время взаимодействия раствора с твердой фазой, определяемое скоростью фильтрации, и характер порового пространства, т.е. водно-физические свойства почвы. В частности, важно соотношение объемов, занятых транзитными и тупиковыми порами, что определяет соотношение конвективного и диффузного механизмов взаимодействия твердой фазы и почвенного раствора (Козловский, устное сообщение). Следовательно, интенсивность ЭПП выщелачивания возрастает в условиях свободного дренажа, избыточного увлажнения при низких температурах.

К антропогенным процессам выщелачивания гипса можно отнести замещение гипса карбонатами при поливе щелочными карбонатными водами. В этом случае происходит замещение  $SO_4$  на  $CO_3$  и солевая дифференциация профиля (Феофарова, 1950).

Процесс широко распространен в природе, он характерен для почв с периодически промывным и полупромывным водным режимом и охватывает почвы от северных степей до пустынь. Сопутствующими процессами могут быть миграция легкорастворимых солей и лессиваж.



## Огипсовывание

*Огипсовывание – это процесс формирования вторичных аккумуляций гипса в форме локальных его новообразований, а также гипсового, петрогипсового горизонта в профиле или гипсовой коры.*

Этот процесс распространен довольно широко – в основном в субаридных и аридных регионах (сухие степи, полупустыни и пустыни). Ареал аккумуляции гипса, как полагает В.А.Ковда (1973), это области делювия, пролювия, пойменного и дельтового аллювия, низменностей, конечных водоемов, впадин. При этом отмечается большая роль климатических условий и естественной дренированности. Основными факторами огипсовывания Н.Г.Минашина (1978) считает сухость и бессточность территории.

Для миграции гипса в почве характерны два основных механизма: механический и химический, идентичные для всех процессов солепереноса. Механическая миграция гипса происходит, как правило, эоловым путем. Вертикальная механическая миграция осуществляется под действием силы тяжести и выражается в "просыпании" мелких кристаллов гипса по трещинам и порам, что имеет узколокальный характер. Химическая миграция протекает лишь в водной среде и обусловлена растворением гипса, переносом продуктов растворения с током влаги и осаждением из перенасыщенных растворов. Можно выделить и специфические химические механизмы. Например, огипсовывание зачастую происходит при обработке карбонатных горизонтов сульфатными водами (Ковда, 1946; Минашина, 1978). Известен также биогенный механизм огипсовывания, заключающийся в замещении корневых тканей растений гипсом.

Все процессы хемогенной гипсовой миграции (кроме огипсовывания) при обработке карбонатов сульфатными водами) лимитируются: а) растворимостью гипса и б) количеством и скоростью движения почвенной влаги. Дополнительным фактором влияния на скорость миграции гипса являются морфологические формы его новообразований. Последние определяются влагопроводностью почвы, поступлением влаги с поверхности и с грунтовыми водами и испаряемостью. Растворимость гипса и скорость его растворения (и выпадения в осадок) определяются степенью насыщенности растворов по гипсу и формами гипсовых новообразований. Константа растворимости в зависимости от способов расчета колеблется от  $2,3 \cdot 10^{-5}$  до  $4,9 \cdot 10^{-5}$  (Муратова и др., 1980). Степень насыщенности растворов по гипсу определяется как отношение измеренной в определенный момент времени  $a_{Ca}$  к  $a_{Ca}^E$ , где  $a_{Ca}^E$  равновесная активность ионов кальция по гипсу, примерно одинаковая для всех его морфологических форм. Основываясь на этом, В.В.Царевский (1983) представил кривые растворения некоторых морфологических форм гипса, что позволило ему выстроить ряд устойчивости этих гипсовых новообразований к выщелачиванию – от гипсовых прожилок до сферолитов.

## Окарбоначивание

*Окарбоначивание – процесс иллювиальной или грунтовой-водной аккумуляции карбонатных солей Са и Mg в различных морфологических формах в пределах почвенного профиля. Передвижение солей по профилю происходит в виде водных растворов бикарбонатов этих солей.*

**Д и а г н о с т и к а .** Общим диагностическим показателем карбонатных солей является выделение углекислоты из образцов почвы под действием соляной кислоты ("вскипание" от HCl). Кроме того, карбонатные соли диагностируются морфологически по тем формам, которые они образуют. А.И.Перельман (1975) предлагает следующую классификацию карбонатных новообразований: 1) дисперсно-распределенные новообразования (визуальное определение их отсутствует); 2) плеснеобразные выделения – налеты, выцветы, псевдомицелий, прожилки – принято относить к свежим более молодым новообразованиям, наиболее миграционноспособным; 3) стяжения – мягкие и плотные конкреционные формы типа белоглазки, журавчиков, дутиков, лёссовых куколок и т.д.; 4) коровые образования – прослои, панцири, коры, плиты, относящиеся к наиболее древним образованиям карбонатных солей.

Аналитически карбонатные горизонты устанавливаются по повышенному содержанию карбонатов Са и Mg по отношению к почвообразующей породе или к выше- и нижележащим горизонтам.

Микроморфология дает возможность выявить начальные стадии окарбоначивания горизонта, а также детали внутреннего строения различных концентраций и даже отдельных зерен кальцита.

Определение генезиса карбонатного горизонта (иллювиальный или в результате грунтовой-водной аккумуляции) часто бывает весьма затруднено и требует сложного генетического анализа профиля с привлечением расчета массы карбонатов в различных горизонтах; наличие коровых образований свидетельствует скорее о гидрогенной природе горизонта (современной или прошлой). Твердые крупные конкреции, по мнению ряда авторов (Афанасьева, 1966; Ковда, 1973), могли образоваться также только при участии жестких грунтовых вод.

**М е х а н и з м** формирования карбонатного горизонта имеет две составляющие: источники солей и условия их осаждения. Основным источником солей являются почвообразующие породы, богатые основаниями, освобождающиеся в процессе выветривания пород. Другим важным источником поступающих в почву оснований является отмершая травянистая растительность, в составе золы которой преобладает Са. Углекислота, необходимая для образования углекислых солей, выделяется в почвенный раствор в процессе дыхания корней и живых организмов. Она образуется также при разложении органических остатков и поступает из атмосферы. Процесс образования карбонатных (бикарбонатных) солей идет по формуле  $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ , при достаточном количестве влаги равновесие сдвигается в сторону бикарбонатных солей, которые, будучи подвижными, мигрируют во влажные сезоны года в пределах почвенного профиля. По мере испарения раствора, уменьшения парциального давления  $\text{CO}_2$  в почвенном воздухе или благодаря геохимическим барьерам на пути миграции происходит выпадение осадка в форме карбонатных солей и постепенная их аккумуляция. В процессе осаждения солей и перехода бикарбоната Са в карбонат не исключено участие бактерий.

В сухих и холодных областях образование кальцита связывают с вымораживанием раствора и криогенной метаморфизацией бикарбонатов. Вторичный кальцит может образоваться в горизонтах с обломками карбонатных пород, когда часть растворенного Са осаждается на месте, образуя вторичный кальцит на поверхности карбонатного щебня. При гидрогенной аккумуляции образование карбонатного горизонта осуществляется в зоне капиллярной каймы при достижении грунтовыми водами состояния насыщенности в отношении гидрокарбонатных солей. С гидрогенной аккумуляцией, помимо карбонатных горизонтов с характерными, уже упоминавшимися новообразованиями, могут быть связаны различные поровые заполнения.

Специфичную форму ЭПП окарбоначивания представляет воздействие щелочных грунтовых вод на гипсовые горизонты, вызывающие метасоматоз кальцита по гипсу (Козловский, устное сообщение).

Поступление на поверхность карбонатов Са и Mg и аккумуляция их внутри почвенного профиля могут происходить в результате эолового привноса и с атмосферными осадками. Такой привнос, по данным М.А.Глазовской (1972), составляет 30–50 кг/га в год.

Окарбоначивание при неизменяющихся гидробиоклиматических условиях относится к постоянно действующим, не затухающим во времени процессам, так как объем аккумуляции солей не скомпенсирован объемом оттока насыщенного раствора (Козловский, устное сообщение).

Процесс окарбоначивания широко развит и охватывает практически все природные зоны. В почвах высоких широт и нивального пояса гор формируется криогенно-литогенный кальцит. В почвах сухостепной, полупустынной и пустынной зон образуются преимущественно малоподвижные формы карбонатов, почвенный мелкозем пропитан карбонатными солями. Глубина залегания карбонатного горизонта уменьшается по мере нарастания сухости климата, и в пустынных почвах карбонаты присутствуют уже в поверхностном горизонте. В почвах степной и лугово-степной зон накапливаются более миграционноспособные формы, а сам карбонатный горизонт опущен на некоторую глубину и залегает ниже гумусового горизонта. Для этих почв характерны сезонные миграции карбонатов, связанные с летним восходящим подтягиванием растворов и смещением верхней границы карбонатного горизонта на 10–15 см вверх.

Гидрогенные аккумуляции приурочены к местам разгрузки грунтовых вод. Это могут быть лугово-болотные и болотные почвы, в аридных районах почвы подгорных равнин и нижних частей конусов выноса, луговые солончаки и др. Нередко гидрогенные аккумуляции приурочены к древнеаллювиальным отложениям, что свидетельствует о былых фазах конкреционного или корового накопления карбонатных солей.

## КРЕМНИЕВАЯ МИГРАЦИЯ

### Десиликация

*Десиликация — процесс выноса растворимого кремнезема из почвенного профиля в целом или из его отдельных горизонтов.*

Диагностика. Собственно процесс десиликации не имеет диагностических признаков, запечатленных в твердой фазе почвы. О нем судят по остаточным продуктам или по результатам сопряженных

процессов. Остаточными продуктами могут быть оксиды и гидроксиды Fe и Al, накапливающиеся на месте в виде пленок, прослоек, кор.

Свидетелями процесса выветривания с частичной потерей Si служат также иллювиальные горизонты, обогащенные полуторными окислами.

Прямым доказательством выноса Si из почвенно-породной толщи является его наличие в почвенно-грунтовых водах. Вследствие малой растворимости (при нормальных условиях аморфный Si растворяется в воде в пределах  $100\text{--}140 \cdot 10^{-4}\%$ ) содержание его в почвенных растворах и водах умеренной зоны составляет  $10\text{--}50$  мг/л, в тропической зоне — несколько выше. В районах распространения вулканических пород, где процессы выветривания протекают более интенсивно, ежегодно вынос Si, по данным И.А. Соколова (1967), достигает  $3\text{--}13$  т/км<sup>2</sup>.

Учитывая сказанное выше, диагностирование процесса десиликации может быть осуществлено следующим образом: если в почвенно-грунтовых водах присутствует Si в количестве большем, чем в атмосферных осадках, и если в почвенно-породной толще имеются силикатные минералы, способные к выветриванию, а аккумуляция аморфного Si отсутствует, следовательно, вся толща (и в том числе почвенный профиль) подвержена процессу десиликации.

**Механизм.** Процесс десиликации возникает как следствие выветривания силикатов и (или) алюмосиликатов и последующего кислотного или щелочного гидролиза, приводящего к освобождению входящих в состав пород или минералов окислов Si. Обладая широким диапазоном растворимости (растворимость Si не зависит от реакции среды в интервале значений pH от 0 до 9), он переходит в раствор и наряду с окислами щелочных и щелочноземельных оснований мигрирует вниз по профилю.

Миграция Si в природных водах происходит в трех формах: моно- и димерной, полимерной и в комплексе с органическим веществом. Преобладают моно- и димерная формы, этим объясняется устойчивость растворов Si в природе.

**Факторы.** Для возникновения процесса десиликации необходимы два условия: разрушение силикатов и (или) алюмосиликатов и промывной режим (свободный дренаж). Вследствие этого процесс десиликации свойствен широкому спектру почв гумидных бореальных, субтропических и тропических областей. В.А. Ковда (1973) рассматривает десиликацию как универсальный биогеохимический процесс, характерный для всех природных зон.

Наиболее интенсивно процесс десиликации проявляется в почвах тропических областей. Этому способствуют, с одной стороны, более высокая растворимость Si в условиях жаркого климата, с другой — гидротермический режим, обеспечивающий непрерывное действие процессов выветривания и выноса в течение года. Несмотря на малую растворимость Si, процесс десиликации за длительный отрезок геологического времени привел к образованию мощных десилицированных (аллитных, ферраллитных) толщ, лишенных на  $80\text{--}90\%$  первоначального содержания Si.

В гумидных холодных и умеренных областях в кислой окислительной обстановке выветривания растворы аморфного Si, отличающиеся

повышенной стабильностью, не осаждаясь, выносятся за пределы профиля. Однако низкие температуры и короткий период, благоприятный для проявления выветривания, приводят к образованию толщ и почв, содержащих резерв невыветрелых силикатов или алюмосиликатов, т.е. к формированию феррсиаллитных продуктов выветривания. В этих же условиях на щебнистых породах выветривание вызывает изменение поверхностных слоев обломков — в них отмечается более низкое содержание Si по сравнению с внутренними частями, т.е. происходит частичная или обломочная десиликация (Таргульян, 1971).

В условиях щелочной среды, особенно при pH выше 9, растворимость Si резко возрастает. Как отмечает В.А. Ковда (1973), в присутствии соды при pH 10—12 происходит интенсивное растворение Si — его концентрация в почвенно-грунтовых водах может достигать 100—200 мг/л. Однако присутствие сульфатов, бикарбонатов и карбонатов Ca и Mg снижает растворимость Si или вызывает коагуляцию растворенного Si и выпадение его в осадок. Поэтому в сильнощелочных почвах процессы десиляции ограничены только верхней частью почвенного профиля.

Судьба освобождающегося при выветривании аморфного Si двойка: часть его растворяется и с почвенно-грунтовыми водами выносится за пределы почвенного профиля, другая часть отчуждается биологическим путем — поглощается живыми организмами и расходуется ими на построение скелета и растительных тканей.

Развитие процесса во времени. Десиляция — очень медленно текущий процесс. В бореальных и суббореальных областях условия выветривания и почвообразования не позволяют полностью реализоваться этому процессу в толщах, экспонированных на поверхность. В них всегда остается достаточное количество невыветрелых минералов, в составе которых содержится и кремнезем. Кроме того, с растительным опадом в почву постоянно поступает дополнительное количество  $\text{SiO}_2$ .

В тропических областях процессы десиляции (ферраллитизации) протекают непрерывно и с большей скоростью, однако даже в этих условиях она составляет десятки тысяч лет. М.А. Глазковская (1972) приводит данные Ж.Обера и Н. Ленёра: ими было подсчитано, что для полной ферраллитизации (десиляции) толщи гранита мощностью 1 м при годовом количестве осадков 2000—1800 мм требуется 22—77 тыс. лет, а при 1500—1300 мм осадков — 50—190 тыс. лет. Однако в природе, даже в тропических областях, фаза полной десиляции пород, по-видимому, никогда не наступает, т.е. ежегодно с опадом тропического леса в почву возвращается 750—830 кг/га Si (Родин, Базилович, 1965). Вновь поступивший Si частично выносится, частично снова поглощается растительностью, частично закрепляется в почве в составе глинистых минералов или аморфных соединений. Таким образом, даже в тропических почвах, где процесс десиляции выражен в максимальной степени, он не может привести к образованию полностью ферраллитизированных толщ.

Десиляция — это общий почвенно-геологический процесс, на фоне которого протекают другие почвообразовательные процессы. Большой диапазон условий, в которых он может реализовываться, делает его

независимым от выраженности других почвообразовательных процессов. Вместе с тем интенсивность десиликации настолько мала, что она, по-видимому, не оказывает значительного влияния на другие процессы.

### **Окремнение (силификация)**

*Окремнение (силификация) — это процесс накопления в почвенном профиле аморфных форм кремнезема.*

**Дигностика.** Наличие кремнистых новообразований в виде прослоев, натеков, мелких скоплений, конкреций, состоящих из опала, кристобаллита, диатомита, трепела и других форм аморфного (вторичного) кремнезема. Они могут быть рыхлые, сыпучие или, наоборот, плотные, сцементированные, светло-серого или белесого цвета.

**Механизм.** Существует несколько механизмов аккумуляции вторичного кремнезема: 1) выпадение в осадок при соприкосновении раствора кремнезема с электролитами (карбонатами, бикарбонатами, растворимыми солями, алюминием); 2) осаждение в результате испарения раствора; 3) накопление в результате биогенной аккумуляции; 4) накопление в качестве остаточного продукта при выветривании изверженных вулканических пород.

Различаются следующие типы аккумуляции кремнезема (окремнения).

1. **Гидрогенная аккумуляция.** Распространена в почвах транзитных и аккумулятивных позиций рельефа, связана с уменьшением скорости движения растворов, что приводит к усилению испарения, и может возникать благодаря взаимодействию с различными солями.

Процессы гидрогенной аккумуляции аморфного кремнезема наиболее характерны для аридных условий, с ней связано образование обширных покровов и прослоев силккрета в Центральной Австралии, кремневых ортштейнов в почвах Северо-Восточной Бразилии, кремнистых цементированных горизонтов и прослоев в пустынях Аравии и Сахаре. Эти образования могут находиться либо на поверхности, либо на глубинах от 40 до 200 см. Подобные зоны аккумуляции часто сопряжены с формированием ферраллитных кор и с выветриванием легко разрушающихся изверженных пород.

В умеренной зоне гидрогенная аккумуляция приводит к образованию гнезд, небольших прослоек и натеков по ходам отмерших корней в луговых почвах, лёссах и озерных отложениях. При этом в гидроморфных почвах накопление Si возможно за счет восходящих растворов из грунтовых вод и нисходящих — из поверхностных вод во время разлива рек.

К гидрогенной аккумуляции можно также отнести вымораживание Si из поверхностных и внутрипочвенных вод с последующим осаждением на поверхности и внутри почвы в виде присыпки или небольших скоплений аморфного кремнезема. В.А. Ковда (1940) предполагает, что скопление кремнезема в подзолистых и серых лесных почвах на глубине 0,5—2 м, образующее почвенно-геохимический кремнеземистый пояс на Русской и Западно-Сибирской равнинах, в Забайкалье, Приамурье, Меньчжурии, возникло в результате осаждения Si из ледниковых вод.

2. **Биогенная аккумуляция.** С ней связано накопление в поверхностных

горизонтах фитолитов и диатомитов (растительных остатков и скелетов диатомовых водорослей). При максимально выраженной биогенной аккумуляции содержание аморфного Si может превышать 3%. Биогенные формы неустойчивы, они могут либо растворяться и выноситься в более глубокие горизонты почвы, либо, теряя воду, окристаллизовываться и накапливаться на месте.

Биогенная аккумуляция — широко распространенный процесс, свойственный незасоленным почвам с повышенным увлажнением: луговым, низинным торфяникам, солодам.

3. Накопление аморфного Si в результате иллювиального процесса в иллювиальных горизонтах осолоделых и солонцеватых почв, вызывающее их окремнение. В таких горизонтах содержание водорастворимого Si может варьировать от 0,01 до 0,1%, в то время как его содержание в горизонте А соответствующей почвы равно 0,005—0,01% (Базилевич, 1965).

4. Накопление аморфного Si, входящего в состав аллофанов. Аморфные гидроксиды Si, Fe, Al образуются при быстром выветривании изверженных вулканических пород, содержащих вулканическое стекло. Освобожденные аморфные гели могут превращаться в глинистые минералы и закрепляться на месте либо растворяться и выноситься на некоторую глубину.

5. Антропогенная гидрогенная аккумуляция. К ней можно отнести накопление растворимого Si на поверхности и внутри почвенного профиля при орошении водами, обогащенными растворимым кремнеземом.

#### Al—Fe-ГУМУСОВАЯ МИГРАЦИЯ

Al-Fe-гумусовая миграция — это совокупность процессов мобилизации Fe и Al минеральной основы почвы гумусовыми веществами, нисходящего переноса по профилю в составе органо-минеральных соединений и последующего их осаждения в иллювиальных горизонтах.

По локализации процессов мобилизации и осаждения в разных горизонтах почвенного профиля, по механизмам и профилеобразующим результатам можно выделить ЭПП Al-Fe-гумусового элювирования (элювиально-Al-Fe-гумусовые, т.е. хелювиация) и ЭПП Al-Fe-гумусового иллювирования (иллювиально-Al-Fe-гумусовые).

#### ЭПП Al-Fe-гумусового элювирования и иллювирования

Существует две трактовки этих ЭПП. Первая основывается на широком понимании Al-Fe-гумусового элювирования как совокупности процессов, адекватных объему понятия "оподзоливание" или "истинное оподзоливание" и предполагающих распад первичных и вторичных минералов (кроме кварца) до составляющих компонентов под воздействием кислых органических кислот и вынос соединений этих элементов за пределы горизонта (Conink de, 1983).

Вторая, более узкая трактовка была обоснована В.О. Таргульяном (1971) и широко применяется в почвоведении как, во-первых, не противоречащая наблюдаемым свойствам почв и, во-вторых,

позволяющая не привлекать гипотезу полного распада (кислотного гидролиза) глинистых силикатов ввиду отсутствия ее четкого экспериментального обоснования. Согласно этой трактовке, под ЭПП Al-Fe-гумусового элювирования понимается процесс мобилизации низкомолекулярными гумусовыми веществами железа и алюминия первичных и вторичных (глинистых) минералов без глубокого их разрушения с образованием устойчивых комплексных и внутрикомплексных (хелатных) органо-минеральных соединений и выноса этих соединений. Этот процесс имеет название "хелювиация" (Swindale, Jackson, 1956).

Механизм. В условиях кислой среды при разложении преимущественно низкосолевого опада формируются органические соединения фульватного типа, обогащенные кислотными и фенольными радикалами (см. ЭПП педоморфизма органического вещества). Эти низкомолекулярные легкорастворимые соединения при воздействии на минеральную часть почвы восстанавливают Fe, связывают Fe и Al в устойчивые, легкорастворимые, подвижные соединения (хелаты). Источниками Fe и Al являются окрашенные пленки на поверхностях силикатных минералов, гидроокислы, освобождающиеся при разрушении минералов и частично — легко разрушающиеся первичные минералы. В условиях промывного режима и кислой среды, при широком отношении органических кислот к металлам и, следовательно, сильном разбавлении растворов хелатные соединения вымываются из горизонта воздействия, приводя к его обеднению окислами Fe и Al, реже — органическим веществом по сравнению с нижележащими горизонтами. Наблюдаются два различных профилеобразующих результата Al-Fe-гумусового элювирования.

1. Формирование обособленного элювиального (подзолистого) горизонта A<sub>2</sub>, весь минеральный материал которого осветлен, отбелен, лишен красящих пленок, часть минералов может быть растворена полностью. Горизонт обеднен окислами Fe и Al и остаточен относительно обогащен кремнеземом.

2. Самостоятельный горизонт A<sub>2</sub> не формируется. Зоны формирования подвижных гумусовых веществ, их взаимодействия с минеральным материалом и выноса Al-Fe-органических соединений совмещены в органо-аккумулятивных горизонтах. Вся минеральная часть этих горизонтов осветлена, отмыта от красящих железистых пленок; на поверхностях щебня формируются осветленные рыхлые автохтонные корки выветривания. Образующиеся органо-минеральные соединения преимущественно выносятся за пределы горизонта, частично перераспределяются в его толще, формируя темные натечные пленки (кутаны) на хорошо выраженных нижних поверхностях крупных гранулометрических частиц (дресвы, щебня). Обеднение горизонта R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> может не проявляться вследствие биогенной компенсации Fe и Al.

Возможными причинами различной морфологической реализации ЭПП Al-Fe-гумусового элювирования считаются следующие: 1) разная длительность процесса; 2) разная интенсивность процесса, связанная с биоклиматическими различиями (степенью гумидности климата, биопродуктивностью и т.д.); 3) состав почвообразующих пород: наличие



или отсутствие в породе устойчивых к разрушению исходно светлых минералов или минералов, способных к осветлению в результате восстановления и выноса железа.

Диагностика. 1. Морфологическая: наличие осветленного элювиального горизонта А<sub>2</sub>; присутствие отбеленных минеральных частиц в органо-аккумулятивных горизонтах. В случае развития процесса в почвах на основных породах все минеральные частицы зоны взаимодействия органической и минеральной составляющих также лишены красящих пленок и имеют отмытую черную или темно-серую поверхность.

Парагенетическим (сопряженным) признаком является наличие в профиле почвы иллювиальных горизонтов с вымытыми Al-Fe-гумусовыми веществами.

2. Мезо- и микроморфологическая: в органо-аккумулятивных и элювиальных горизонтах заметна коррозия первичных минералов под воздействием органических веществ (помутнение поверхности зерен, кавернозность, разрыхление, появление пылеватой "мучки" на полевых шпатах, измельчение биотита, изменение его кристаллооптических характеристик). Оптически ориентированные образования глинистого материала отсутствуют.

3. Химическая и физико-химическая: горизонты элювирования обеднены Fe и Al и остаточны обогащены кремнеземом относительно нижних горизонтов профиля; в некоторых случаях наблюдается обеднение гумусом. Возможно накопление оксалатно-растворимого Fe и на фоне обеднения валовым за счет биогенной аккумуляции и, вероятно, опережающих темпов освобождения Fe из минералов. Устойчивым признаком является обеднение этих горизонтов алюминием. Парагенетическим признаком является обогащение иллювиальных горизонтов R<sub>3</sub>O<sub>3</sub>.

4. Гранулометрическая и минералогическая: возможно увеличение количества тонкой пыли и ила в элювиальных горизонтах по сравнению с нижележащими за счет интенсивного воздействия на первичные минералы и связанной с этим их дезинтеграции, а также выхода в мелкодисперсное состояние содержащихся в породе слоистых силикатов. Одним из основных минералогических признаков Al-Fe-гумусового элювирования считается присутствие в элювиальных горизонтах разбухающего 14 Å минерала типа бейделлита.

Факторы: гумидный климат, растительный покров, дающий низкосольный опад, преимущественно напочвенное поступление опада, хороший дренаж, промывной режим, бескарбонатные почвообразующие породы. Возможен периодический застой влаги над временным водоупором (сезонная мерзлота). В гумидной среде проявление ЭПП Al-Fe-гумусового элювирования связано не с термическими условиями, а с характером почвообразующих пород и с гидрологическим режимом.

Al-Fe-гумусовое элювирование свойственно преимущественно почвам на щебнистых элювиях и элюво-делювиях плотных пород, песчаных отложениях, т.е. на почвообразующих породах легкого механического состава, обеспечивающих свободную миграцию растворов. На песках, например, Al-Fe-гумусовое элювирование отмечают практически во всех

климатических областях, включая тропики. В равных климатических условиях на породах очень кислых, обогащенных кварцем, бедных основаниями и  $R_2O_3$ . Al-Fe-гумусовое элювирование приводит к формированию почв с элювиальным горизонтом A2 — подзолов; на породах, богатых первичными минералами, легко поддающимися разрушению, основаниями и  $R_2O_3$ , — почв без обособленного элювиального горизонта — подбуров.

Al-Fe-гумусовое элювирование — один из самых распространенных и устойчиво проявляющихся ЭПП в гумидном почвообразовании. Наиболее благоприятные условия для его проявления существуют во влажных тропиках. Однако отчетливый морфологический эффект проявляется здесь только в почвах на песках и на кислых, богатых кварцем породах. На других породах этот эффект подавляется действием ЭПП, "противоположных по знаку": бренификации, ферраллитизации, глинообразования. В гумидных бореальных областях именно ЭПП Al-Fe-гумусового элювирования является одним из основных профилеобразующих процессов, определяющих морфологический облик подбуров и Al-Fe-гумусовых подзолов.

*ЭПП Al-Fe-гумусового иллювирования — процесс перемещения в органо-минеральных формах и последующего осаждения окислов Fe, Al и органического вещества с образованием одного или нескольких иллювиальных горизонтов, обогащенных Fe, Al и, реже, гумусом по сравнению с выше- и нижележащими горизонтами почвы.*

**Механизм.** Перемещающиеся по профилю почвы с нисходящими токами воды комплексные и внутрикомплексные (хелатные) органо-минеральные соединения утрачивают подвижность и аккумулируются в минеральной толще. Причины осаждения заключаются в изменении реакции среды и концентрации мигрирующих растворов. По мере передвижения их по профилю из зоны элювирования органическая составляющая нейтрализуется основаниями минеральной части почвы, разлагается микроорганизмами, реакция среды становится менее кислой; частичное испарение влаги и десукция приводят к увеличению концентрации растворов. В результате происходит коагуляция и выпадение в осадок органо-алюмо-железистых соединений.

Соотношение осаждающихся веществ может быть различно и зависит как от их содержания в источниках мобилизации и "мобилизуемости", так и от степени кислотности и концентрации мигрирующих растворов, от величины окислительно-восстановительного потенциала (ОВП).

Чем кислее растворы и чем слабее их концентрация, тем подвижнее алюмо-органические соединения и тем глубже расположена зона осаждения Al по сравнению с зоной осаждения Fe. Величины pH, при которых осаждаются металлы, входящие в состав комплексных соединений, различны: для  $Al^{+3}$  — от 4,1 до 5,6; для  $Fe^{+3}$  — от 2,5 до 4,5 (Перельман, 1975). Поэтому Al и Fe могут осаждаться как совместно, так и в разных зонах профиля, формируя иллювиально-алюмо-железистые, иллювиально-железистые и иллювиально-глиноземные горизонты.

Органическое вещество этих соединений минерализуется с разной скоростью в зависимости от величины ОВП: наиболее быстро — при постоянно окислительных условиях; в обстановке периодически

восстановительного режима оно сохраняется и накапливается в иллювиальных горизонтах.

Отсюда различия в выраженности результатов ЭПП Al-Fe-гумусового иллювирирования в различных географических условиях. В направлении нарастания гумидности — климатической или топо-литогенной — изменяются качественные характеристики иллювиальных горизонтов: иллювиально-железистые → иллювиально-гумусово-железистые → иллювиально-по-Al-Fe-гумусовые → иллювиально-гумусово-глиноземные (иллювиально-алюмо-гумусовые). В экстрегумидных условиях (верхние пояса "туманных" гор) отмечают иллювиально-гумусовые горизонты как результат миграции и осаждения водорастворимых темноокрашенных гумусовых веществ, очень слабо мобилизующих Fe и Al.

Диагностика. 1. Морфологическая: наличие одного или серии иллювиальных горизонтов темно-бурого, красновато-бурого, коричневатого или кофейного цвета; своеобразная структура мелкозема — "икряная" или порошисто-зернистая, обусловленная цементирующими свойствами вымытых окислов Fe.

2. Мезо- и микроморфологическая: красновато-черные или красновато-бурые полупрозрачные пленки на зернах минералов; мощные, иногда со следами течения, темноокрашенные пленки на поверхностях щебня (преимущественно нижних) — рыхлые, мягкие во влажном состоянии и хрупкие, растрескивающиеся при высыхании. Вещество пленок изотропно, собрано в гелеобразные, хлопьевидные или округлые скопления. Граница между пленками и подстилающей поверхностью щебня четкая. В дисперсной фазе присутствуют хлопьевидные сгустки изотропного красно-бурого вещества и агрегаты, непрочно скрепленные гумусово-железистым цементом. Прочные гумусово-железистые стяжения редки.

3. Химическая и физико-химическая: обогащение иллювиальных горизонтов Fe и Al как валовыми, так и извлеченными различными вытяжками по сравнению с вышележащими элювиальными и нижележащими горизонтами; в некоторых случаях в этих горизонтах наблюдается иллювиальный максимум гумуса.

4. Гранулометрическая и минералогическая: возможно некоторое облегчение механического состава иллювиальных горизонтов в связи с цементацией тонких частиц гумусово-железистыми веществами. Иногда создается "псевдопесчаность", характерная в основном для горизонтов, испытывающих временное переувлажнение (что уже выходит за рамки ЭПП Al-Fe-гумусового иллювирирования). В илистой фракции иллювиальных горизонтов преобладают аморфные вещества — гидроксиды Fe и Al.

Факторы. Al-Fe-гумусовое иллювирирование — ЭПП, генетически связанный с ЭПП Al-Fe-гумусового элювирирования и протекающий с ним в одном профиле (мы не рассматриваем здесь латеральные потоки). Поэтому основные факторы почвообразования едины для всей группы ЭПП Al-Fe-гумусовой миграции. Однако диапазон климатических условий, определяющих ЭПП Al-Fe-гумусового иллювирирования, уже, чем для элювиальной составляющей этой группы ЭПП, и в основном ограничен гумидными бореальными областями, в почвах влажных субтропиков и

тропиков, где реализуется ЭПП Al-Fe-гумусового элювиирования, осаждения веществ из мигрирующих растворов либо не происходит (они выносятся за пределы почвенного профиля), либо они связываются и участвуют в глинообразовании, либо осаждаются другими механизмами (см. ЭПП цементации и сегрегации, ЭПП педоморфизма минеральной массы). Исключение составляют тропические и субтропические подзолы на песках и на кислых кварцевых породах, в которых формируются мощные иллювиальные горизонты как результат ЭПП Al-Fe-гумусового иллювиирования.

### ГЛЕЕВАЯ МИГРАЦИЯ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА

*ЭПП глеевой миграции Fe и Mn — процесс передвижения восстановленных в анаэробной среде форм  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  в составе гелей органо-минеральных комплексов, солей минеральных кислот с последующим окислением и аккумуляцией гидроксидов  $Fe^{3+}$  и  $Mn^{3+}$  в почвенном профиле или за его пределами.*

Этот процесс является следствием перехода окисных соединений в закисные в анаэробной среде при обязательном участии микроорганизмов и наличии органического вещества, в условиях постоянного или продолжительного обводнения почвенных горизонтов или профиля и низких значений ОВП (см. ЭПП оглеения почвенной массы). Источником  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  служат мелкозем почвы или его плазма: алюмосиликаты, частично разрушенные при чередовании окислительно-восстановительных условий (Brinkmann, 1979), окисленные пленки на поверхностях минеральных частиц, свободные гидроокислы железа.  $Fe^{2+}$  переходит в раствор и мигрирует в виде хорошо растворимых бикарбонатов Fe ( $HCO_3$ )<sub>2</sub> и в составе комплексных соединений с органическими кислотами,  $Mn^{2+}$  — преимущественно в составе хорошо растворимых карбонатов или образуя самостоятельные коллоидные минералы — вады и псиломеланы (Зайдельман, 1974; Перельман, 1979).

Необходимым условием реализации ЭПП глеевой миграции является отток влаги из сферы оглеения. Результаты перемещения (оттока) по профилю  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  выражаются либо в виде самостоятельных элювиально-глеевых горизонтов, либо в виде локальных, обедненных этими элементами зон в пределах оглеенного горизонта.

В присутствии кислорода и при смене восстановительных условий окислительными  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  окисляются и осаждаются в виде гидроксидов. Это осаждение может происходить как совместно, так и отдельно. Миграционная способность  $Mn^{2+}$  выше, чем  $Fe^{2+}$ . При постоянной величине ОВП выпадение гидроксидов Mn происходит в интервале рН от 8,5 до 8,8, выпадение гидроксидов Fe — при рН 5,5. В кислой среде в условиях изменяющегося ОВП переход  $Mn^{2+}$  в  $Mn^{3+}$  происходит при значении ОВП, равном 128 мВ, а  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$  — равном 78 мВ (Перельман, 1975).

При осаждении гидроксидов формируются новообразования Fe и Mn: конкреции, трубочки, прослой, корочки (см. ЭПП сегрегации и цементации). Они могут быть локализованы в пределах элювиально-глеевого горизонта, но могут формировать и выраженные иллювиальные зоны: ортзанды, плинтиты, латериты.

Направление миграционных потоков, расположение сфер выноса и аккумуляции элементов зависят от источника и режима увлажнения. Состав вод, не меняя общих закономерностей миграции, влияет на последовательность и выраженность осаднения Fe и Mn. Рассмотрим основные случаи, возможные в природе.

1. Периодический застой влаги атмосферных осадков в профиле почвы с последующим его промыванием. Отток растворов, содержащих  $Fe^{2+}$  и  $Mn^{2+}$ , формирует элювиально-глеевый горизонт, обедненный этими элементами. Высыхание почвы и ее аэрация приводят при участии микроорганизмов к сегрегации гидроксидов в конкреции в пределах элювиально-глеевого горизонта.

2. Близкое залегание кислых пресных или насыщенных карбонатных грунтовых вод и периодическое колебание их уровня. При этом восстановительные процессы сменяются интенсивным выносом продуктов восстановления, формированием элювиально-глеевого горизонта и процессами окисления в аэрируемой части почвенной толщи. При существовании бокового внутрпочвенного оттока соединения Fe и Mn выносятся за пределы почвенного профиля. Формируется мощная элювиальная отбеленная толща.

В кислой среде в условиях аэрации или при контакте железисто-марганцевых вод с водами, обогащенными кислородом, на кислородном барьере осаждаются гидроксиды Fe и Mn: бурые железняки, прослой конкреций, формируется железистый цемент.  $Mn^{2+}$  в таких случаях может мигрировать дальше и осаждается только в условиях резко окислительной обстановки.

В среде, насыщенной Ca, создаются более благоприятные условия для осаднения Mn, образования кристаллов оксидов Mn, Mn-карбонатных конкреций.

3. Близкое залегание кислых пресных грунтовых вод и их постоянное воздействие на нижнюю часть профиля. В этом случае образующиеся восстановленные формы Fe перемещаются при подъеме капиллярной каймы в верхнюю часть почвенной толщи, окисляются при аэрации и сегрегируются в оолитовые конкреции. Собственно элювиальный горизонт не формируется.

4. В условиях восстановительной среды и присутствия сернокислых солей (прибрежные мангровые или маршевые болота) глеевая миграция Fe локальна, почти не выражена при интенсивно протекающих явлениях восстановительного педоморфизма. Здесь одновременно идет восстановление Fe и серы сульфидов до  $H_2S$ . При реакции  $H_2S$  с  $Fe^{2+}$  образуется черный коллоидный осадок сернистого железа, который по мере кристаллизации переходит в пирит. В этом случае не формируются ни элювиальные, ни иллювиальные зоны: выражены лишь локальные участки с признаками восстановления, с одной стороны, и окисления — с другой.

**Д и а г н о с т и к а.** ЭПП глеевой миграции Fe и Mn, как и большинство миграционных ЭПП, — горизонто- и профилеобразующий процесс. Он реализуется не в отдельных признаках почвенного профиля, а в формировании определенным образом организованной почвенной толщи или горизонта в целом. Поэтому основным для морфологической

диагностики является строение почвенного профиля, совокупность элювиальных осветленных, с характерной "глеевой" окраской горизонтов, и иллювиальных зон и локальных участков с упомянутыми выше железомарганцевыми новообразованиями. Морфологические признаки, отвечающие собственно ЭПП глеевой миграции Fe и Mn, отсутствуют. ЭПП диагностируется по комплексу признаков, являющихся результатом других ЭПП: восстановительного педоморфизма, возможно, ферролиза, сегрегации и цементации.

Для ЭПП глеевой миграции характерно обогащение мелкозема элювиальных горизонтов по сравнению с нижележащим железом, растворимым в вытяжках. Возможно обогащение этих горизонтов и валовыми формами полуторных окислов. Однако при удалении конкреций из мелкозема и илистой фракции отчетливо проступает обеднение почвенной массы элювиальных горизонтов  $R_2O_3$  и относительное обогащение  $SiO_2$ . При ярко выраженных элювиальных и иллювиальных зонах фиксируется элювиально-иллювиальное распределение  $R_2O_3$ .

Известно, что элювиально-иллювиальная дифференциация профиля может быть связана с другими ЭПП: Al-Fe-гумусовой миграцией, лессиважем. Именно сходство признаков, являющихся результатом разных ЭПП, породило в почвоведении проблему соотношения процессов подзоло- и глееобразования (Дюшофур, 1970; Герасимов, Зонн, 1971; Зайдельман, 1974). Многие исследователи считают, что глеевая миграция всегда сопутствует Al-Fe-гумусовой миграции и усиливает ее.

**Факторы.** ЭПП глеевой миграции проявляется во всех почвенно-климатических зонах в условиях переменного окислительно-восстановительного и водного режима.

Важным фактором является механический состав почв. Глеевая миграция Fe и Mn может проявляться в почвах любого механического состава, однако в суглинистых и глинистых почвах этот ЭПП связан преимущественно с поверхностными водами, а в песчаных, супесчаных — с грунтовыми. В почвах на породах, неоднородных по механическому составу, ЭПП связан с верховодкой, периодически застаивающейся на кровле водоупора. Временным водоупором для поверхностных вод может явиться и мерзлота во всех почвах, включая щебнистые. В таких обычных хорошо дренируемых почвах глеевая миграция протекает сезонно.

ЭПП глеевой миграции Fe и Mn в той или иной степени реализуется почти во всех гумидных почвах земного шара, однако выделяются почвы, в которых он играет важную профилеобразующую роль. М.А. Глазовская (1972) выделяет семейства поверхностно-глеево-элювиальных, кислых грунтово-глеево-элювиальных, кислых дерново-глеевых почв; частично этот ЭПП проявляется в почвах семейства кислых глеевых квасцовых.

### Партлювація

*Партлювація* — процесс перемещения по почвенному профилю твердых частиц любого гранулометрического состава (Таргульян, Вишневецкая, 1975). В этом понимании партлювація включает в себя и лессиваж как частный случай. Однако условия проявления, механизмы, профилеобразующая роль процессов лессиважа и передвижения более грубых частиц существенно различны. В настоящее время термин "партлювація" используется чаще для обозначения передвижения в профиле суспензий песка и пыли с нисходящими токами воды.

**Механизм.** Песчаные и пылеватые частицы, находящиеся в почве в исходно диспергированном, неагрегированном состоянии или освободившиеся из почвенных агрегатов при разрушении структуры (дождями, почвенной фауной, агротехническими и другими хозяйственными мероприятиями), переносятся вниз по профилю обычно в периоды сильного промачивания почвы во время дождей или снеготаяния. Зонами выноса твердых частиц являются преимущественно верхние части профиля (в отсутствие латеральных потоков влаги). Передвижение частиц в суглинистых почвах имеет линейный характер; в песчаных, супесчаных — происходит их медленное просачивание через толщу почвенного материала; в щебнистых — возможна провальная фильтрация суспензий.

Длина путей миграции зависит от размера частиц, ширины проводящих полостей, количества фильтрующейся влаги, длительности промачивания. При сужении пустот, трещин, уменьшении силы несущего потока, при испарении влаги происходит осаждение частиц, сопровождающееся их перераспределением по крупности: песчаные частицы оседают быстрее, а более тонкие выносятся в глубокие горизонты профиля либо осаждаются на стенках более узких трещин. Глубокая миграция песчано-пылеватых суспензий, вплоть до выноса за пределы профиля или с аккумуляцией частиц разной крупности на контакте с плотной почвообразующей или подстилающей породой, происходит в сильно-трещиноватых или сильно-щебнистых почвах.

**Диагностика.** Морфологическими признаками партлювації служат аллохтонные мелкоземистые образования на поверхностях почвенного материала: щебня, структурных агрегатов, стенок трещин, пустот. Эти образования относят к кутанам иллювиирования и выделяют два их основных вида: силаны и скелетаны (Brewer, 1964). Силаны имеют силикатный состав и состоят преимущественно из зерен кварца и халцедона, скелетаны — из зерен различного минералогического состава. Оба вида кутан могут состоять из отсортированного материала — пылеватого, песчаного, а могут иметь сложный гранулометрический состав с примесью илистых частиц. Последнее залегание кутан на поверхности иллювиирования свидетельствует о одновременности их формирования. Характер границы между песчано-пылеватой кутаной и поверхностью почвенного материала зависит от гранулометрического состава почвы: она четкая в суглинистых и щебнистых почвах и макроморфологически незаметная — в песчаных.

Морфологические признаки являются основными для диагностики партлюваии. Других диагностических признаков этот процесс не формирует. Результаты партлюваии могут быть: облегчение механического состава иллювиальных горизонтов; частичная компенсация потери  $\text{SiO}_2$  из иллювиальных или метаморфических горизонтов; обогащение горизонтов вымывания кварц-полевошпатовыми, кварцевыми и иными минералами, устойчивыми к механическому воздействию.

**Факторы.** Партлюваиа возможна практически во всех почвах и непочвенных образованиях, содержащих неагрегированные частицы песка и пыли, и в этом смысле является фоновым процессом. Однако наиболее интенсивно партлюваиа проявляется в почвах на щебнистых кристаллических породах гумидных умеренно холодных и холодных территорий.

Диагностическую роль партлюваиа играет в подзолистых, дерново-подзолистых, светло-серых лесных почвах, где наличие и глубина осадения песчано-пылеватых кутан ("кремнеземистой присыпки") является одним из признаков, служащих для разделения иллювиальной толщи на горизонты. В подбурах, подзолах, буроземах на легких щебнистых породах партлюваиа может заметно изменить гранулометрический состав нижних щебнистых частей профиля.

### Лессиваж

В 1924—1925 гг. К.Д. Глинка высказал идею о том, что при подзолообразовании ведущими процессами являются не разрушение алюмосиликатов и вынос растворимых продуктов гидролиза из верхних горизонтов, а перенос по профилю тонких суспензий, обогащенных гидроксидами  $\text{Al}$  и  $\text{Fe}$ . Это положение явилось теоретическим обоснованием экспериментальных результатов, полученных несколько ранее В.В. Гиммерлингом, которые свидетельствовали о различном гранулометрическом и химическом составе внутренних частей структурных агрегатов и глинистых натеков (кутан), находящихся на их поверхности. Впоследствии исследованиями многих ученых было подтверждено наличие процесса передвижения тонкодисперсных суспензий по профилю текстурно-дифференцированных почв, однако этому процессу не было придано значения профилеобразующего.

В 1938 г. Обер, Демолон, Уден ввели термин "лессиваж" для обозначения процесса, при котором тонкодисперсная глина и железистые соединения механически выносятся из верхнего горизонта и аккумулируются на некоторой глубине в виде различных скоплений. Соответственно были выделены почвы *lessivé*, дифференциация профиля которых была обусловлена этим процессом (Aubert et al., 1938).

Позднее, в 1958 г., В.М. Фридланд предложил термин "иллимеризация", заменяющий понятие лессиважа. Однако как в мировой, так и в отечественной литературе до настоящего времени сохранился термин "лессиваж".

До недавнего времени считалось, что глинистый материал, переносимый в суспензиях, не претерпевает никаких химических изменений. Позднее эти взгляды изменились и к настоящему времени



накоплен обширный материал, свидетельствующий о происходящих при лессиваже трансформационных изменениях или частичном разрушении глинистого вещества, переносимого внутри почвенного профиля.

*Лессиваж (иллимеризация, перевекция) — процесс механического передвижения илистого (глинистого и коллоидального) материала из верхней части почвенного профиля и аккумуляции его на некоторой глубине в виде локальных или сплошных образований (лаков, натеков, кутан) на поверхности педов, обломков пород, на стенках пустот (в случае легкого механического состава — внутри почвенной массы).* Таким образом, ЭПП лессиважа имеет две составляющие: вынос илистых суспензий и их аккумуляцию.

Диагностика основана на наличии в почвенном профиле в той или иной степени осветленного и обедненного тонкодисперсным минеральным веществом и полуторными окислами элювиального (лессивированного) горизонта или отдельных морфонов горизонта (последние могут располагаться в любой части профиля) с концентрацией илистого вещества в виде натеков (кутан) на поверхности педов, обломков пород, на стенках пустот (иллювиальный горизонт). Для диагностики лессиважа достаточно наличие иллювиальных глинистых образований.

Микроморфологическая диагностика лессиважа достаточно ясная — илистые новообразования, в чистом виде не содержащие никаких механических примесей, прозрачные, желтого, буро-желтого, красновато-бурого цвета, образующие скорлуповатые, слоистые, флюидальные и сплошные натёки, обладающие оптической ориентировкой и четко отграниченные от материала основы. Эти новообразования могут содержать примесь гумуса и тонкопылеватого материала, могут быть обогащены или обеднены различными формами Fe. По сравнению с основной массой горизонта они характеризуются более высоким содержанием полуторных окислов, обеднены окисью кремния, а в случае сложного состава — отличаются более высоким содержанием гумуса и несиликатных форм Al и Fe. В минералогическом составе преобладают трехслойные монтмориллониты, гидрослюды и их смешанослойные образования.

Механизм лессиважа заключается в пептизации главным образом коллоидальных частиц и выносе их с нисходящими или боковыми токами влаги.

Основные факторы, определяющие возникновение лессиважа, следующие: 1) наличие веществ, способных восстанавливать, растворять или образовывать комплексные соединения с Fe, тем самым освобождая и пептизируя тонкие минеральные частицы, либо присутствие в поглощающем комплексе Na и Mg, также вызывающих диспергацию коллоидных частиц; 2) водный режим почвы, при котором возможен перенос вещества внутри профиля на любое расстояние как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Кроме того, способность почвенной массы к диспергированию в значительной степени определяется типом и размером глинистых минералов, а также величиной их отрицательного заряда. Наиболее мобильными оказываются минералы из группы монтмориллонита, так как они наиболее гидрофильны и обладают наименьшими размерами. Слюдистые минералы — иллит и

вермикулит — умеренно мобильны, а в кислой среде и малоподвижны в связи с их способностью к агрегации (образованию Al-вермикулита или вторичного хлорита). Минералы группы каолинита из-за крупного размера и низкого заряда обладают наименьшей подвижностью в почвенных условиях.

В соответствии с изложенным выше можно выделить пять групп условий, определяющих возможность миграции илстых частиц в процессе лессиважа.

1. В кислых почвах умеренного и холодного климата: а) при низком содержании органического вещества диспергация возможна только в анаэробных условиях, когда часть Fe переходит в закисное состояние. Восстановление Fe вызывает разрушение Al-Fe-глинистых комплексов и освобождение части ила, способного к миграции; миграция ила может быть ограничена присутствием Al, выступающего в данных условиях как коагулятор; б) при более высоком содержании органического вещества формируется достаточное количество свободных низкомолекулярных кислот, которые, участвуя в разрушении минералов, образуют Al-Fe-комплексы, тем самым освобождая и пептизируя илстые частицы; отсутствие коагуляторов способствует более интенсивному и глубокому выносу суспензий с нисходящими токами влаги (Дюшофур, 1970).

2. В условиях слабокислой реакции среды (как это наблюдается в серых лесных почвах) диспергаторами илстой фракции выступают неусредненные Са-гуминовые кислоты. При увлажнении почвы они переходят в раствор и, диспергируя ил, вместе с ним выносятся в нижележащие горизонты.

3. В кислых и аэробных условиях при очень низком содержании органического вещества диспергация и вынос ила также имеют место во многих тропических почвах. Образующиеся во влажные сезоны отрицательно заряженные и, следовательно, диспергированные комплексы окислов Fe и кремнезема мигрируют вниз по профилю. В этих условиях растворимый кремнезем выступает стабилизатором суспензий.

4. В почвах, развитых на карбонатных породах, вынос ила осуществляется после выщелачивания карбонатов, способствующего освобождению ила, скоагулированного кальцием. Вынос ила происходит по пустотам, образовавшимся после растворения карбонатов.

5. В щелочных условиях среды (солонцы) лессиваж имеет свои особенности. Здесь диспергируется в основном коллоидальная составляющая ила. После удаления легко растворимых солей, которые служат коагуляторами, органические коллоиды, коллоиды гидратов  $R_2O_3$  и кремнезема, насыщенные Na, при увлажнении переходят в золь и выносятся из верхней части профиля вниз.

Для осуществления второй составляющей процесса лессиважа — осаждения и аккумуляции диспергированного илстого материала — необходимы следующие условия: наличие геохимических, физико-химических, механических барьеров и периода более или менее активной транспирации и испарения почвенной влаги. Граница выноса — аккумуляции глины зависит от глубины промачивания почвенной толщи атмосферными водами и от глубины распространения корней.

В кислых почвах, развитых на бескарбонатных отложениях, вынос

илистых суспензий происходит на значительную глубину (более 2 м), что объясняется отсутствием каких-либо барьеров и неконтрастностью увлажнения почвенно-грунтовой толщи. Последнее определяет дифференцированное и постепенное осаждение суспензий, при котором более тонкие суспензии оседают на большей глубине.

В нейтральных и щелочных условиях геохимическими барьерами служат карбонатные и солевые горизонты, которые вызывают быстрое осаждение суспензий над ними и (или) в их верхней части. Как правило, иллювиальные горизонты в таких почвах отличаются меньшей мощностью и дифференциация иллювируемого материала отсутствует.

В щебнистых иллювиальных горизонтах отложение глинистых суспензий происходит на механическом барьере верхней поверхности щебня. Признаки ЭПП лессиважа проявляются уже в первые годы экспонирования рыхлой некарбонатной породы на поверхность. Теоретически процесс может продолжаться до тех пор, пока имеется запас тонкодисперсного материала в элювиальной части профиля или пока в иллювиальном горизонте имеется свободное поровое пространство, по которому могут передвигаться минеральные суспензии. В стабильных условиях лессиваж может продолжаться достаточно длительное время. Такое заключение основано на том, что кутаны не являются стабильными образованиями, они постепенно рассредоточиваются в основной массе; поэтому всегда имеются водопроводящие каналы, хотя вместимость их, по-видимому, со временем уменьшается. Кроме того, трудно представить, чтобы в элювиальном горизонте исчерпался запас тонкодисперсного материала, пока функционирует биота.

Реализация лессиважа возможна в широком диапазоне географических условий, и его проявления диагностируются в той или иной степени во всех гумидных и семигумидных почвах. Наиболее интенсивно процесс идет в почвах на рыхлых отложениях гумидных умеренно холодных и субтропических равнинных и горных территорий, где обеспечивается сравнительно медленная фильтрация суспензий через толщу с высоким содержанием тонких фракций. Лессиваж является одним из профилообразующих процессов в элювиально-глеевых, подзолистых, дерново-подзолистых почвах и формирует ряд диагностических признаков в глееподзолистых, серых лесных, бурых лесных почвах, красноземах.

## ЭПП ОГЛЕЕНИЯ ПОЧВЕННОЙ МАССЫ

Рассматриваемые группы ЭПП включают процессы трансформации на месте почвенной массы, возникающие под влиянием переувлажнения и дефицита кислорода. Подобный водно-воздушный режим может обуславливать стабильность во времени восстановительных условий или периодическую смену во времени восстановительных и окислительных условий. Дефицит кислорода вызывает редукцию элементов с переменной валентностью, прежде всего железа (и марганца), а также серы. Этот процесс создает окраску почвенной массы с преобладанием "холодных" тонов: голубоватых, сизых, зеленоватых, оливковых, серо-сизых ("восстановленный", или "редуцированный", глей), как особый случай — буро-черных тонов (в сульфидной среде). Подобные цветовые признаки почвенной массы устойчивы в стабильных восстановительных условиях. При переменном окислительно-восстановительном режиме, в периоды частичного (локального) или почти полного окисления почвенной массы, ее окраска становится пятнистой ("пятнистый", или "окисленный", глей): наряду с названными выше "холодными" оттенками (или буро-черными для сульфидных почв) присутствуют или преобладают ржавые и охристые окраски окисленного железа; для сульфатных почв окисление приводит к появлению желто-бурой окраски.

ЭПП оглеения выражены в очень широком спектре почв.

Протекание этих групп процессов определяют следующие условия: 1) химико-минералогический состав почвенной массы и увлажняющих вод (геохимическая обстановка); 2) водный режим; 3) источник переувлажнения; 4) количество и характер органического вещества, так как оглеение является, по существу, процессом биохимическим.

Для групп ЭПП оглеения наиболее четко диагностируемым твердофазным признаком является тот или иной характер окраски — цвет, цветовой "рисунок" (чередование окрасок) изучаемой части почвенного профиля (или профиля в целом) и их пространственное соотношение. Эти колористические параметры в той или иной степени определяются теми четырьмя условиями, которые перечислены выше. Сопряжение характера окраски и условий, ее определяющих, позволяет предложить следующее внутреннее подразделение ЭПП оглеения: 1) восстановленный глей, или оглеение (собственно): а) поверхностное, б) грунтовое; 2) окисленный глей, или пятнистое оглеение: а) поверхностное, б) грунтовое; 3) сульфидное оглеение; 4) сульфатное пятнистое оглеение.

### ВОССТАНОВЛЕННЫЙ ГЛЕЙ (оглеение собственно)

*Восстановленный глей — ЭПП трансформации на месте минеральной массы почв в условиях постоянного или длительного переувлажнения и анаэробноза, приводящий к созданию "холодных" тонов окраски почвенной массы.*

**Факторы и механизм.** Редукция Fe и Mn возникает при насыщении почвенной массы влагой до состояния полной влагоемкости или близкого к нему, при замедленном влагообмене и низком окислительно-восстановительном потенциале. В кислой среде переход  $Fe^{3+}$  в  $Fe^{2+}$  совершается при Eh +0,771 В;  $Mn^{4+}$  в  $Mn^{2+}$  — при Eh +1,239 В. Зависимость редукции этих элементов от величины рН и Eh следующая: при снижении рН редукция может происходить при более высоком Eh. При постоянных значениях рН и Eh восстановление Mn совершается более легко, чем Fe. Комплексирующие органические ионы значительно повышают растворимость  $Fe^{2+}$ ; считается, что при их отсутствии она прекращается при рН 6,5 (Duchaufour, 1982).

Последовательность восстановления окисного Fe, содержащегося в почвенной массе, в закисное представляется следующей. Наиболее быстро восстанавливаются водорастворимая и обменная формы Fe, затем — осажденное Fe и Fe, адсорбированное глинистыми минералами ("активное" железо); наиболее медленно и проблематично вовлекаются в этот процесс "неактивные" формы Fe — прочно адсорбированные глинами и входящие в состав первичных и вторичных минералов (Motomura, 1969).

Воздействие процессов восстановления Fe на твердую фазу почв реализуется прежде всего в снятии (растворении) красящих Fe-пленок с поверхности вторичных и первичных минералов (Bloomfield, 1950). В восстановительной среде образуется ряд закисных соединений Fe, среди которых количественно преобладают органо-железистые комплексы и карбонаты и бикарбонаты Fe:  $Fe(HCO_3)_2$ ,  $FeCO_3$ ,  $Fe(OH)_2$ ,  $FeSO_4$  (сизо-серая, зеленоватая окраска),  $Fe_3(PO_4)_2$  (голубоватая окраска). Среди закисных соединений Mn чаще всего встречаются:  $MnO$ ,  $Mn_2O_3$ ,  $MnCO_3$ ,  $Mn(HCO_3)_2$ .

Предположительно соединения закисного Fe могут реагировать с подвижными  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  и формировать вторичные алюмоферросиликаты характерной "холодной" окраски (Роде, 1955; Глазовская, 1972; Розанов, 1983).

Таким образом, механизмы этого ЭПП — растворение красящих пленок, покрывающих минеральную основу, формирование закисных соединений Fe и Mn, предположительно — неосинтез вторичных алюмоферросиликатов.

В целом происхождение глеевой окраски проблематично и связывается с тремя возможными причинами (или их сочетанием): 1) цветом закисных соединений Fe; 2) цветом вторичных алюмоферросиликатов; 3) цветом минералов почвенной основы, лишенных поверхностных красящих пленок.

**Диагностика.** Идентификация оглеения проводится по соответствующим окраскам почвенной массы. Самым надежным методом является морфологический — наличие преимущественно "холодных" тонов окраски.

Однако даже морфологическая диагностика в ряде случаев затруднена, что связано с цветовыми и химико-минералогическими характеристиками минеральной основы почв, а также с некоторыми сопутствующими ЭПП. Например, идентификацию восстановленного глея могут затруднять: зеленоватый оттенок почвенной основы, обусловленный ее исходным минералогическим составом (хлорит, глауконит и др.); белый цвет

олигомиктовых кварцевых песков, который при крайне малом содержании железа в минеральной основе формирующихся на них почв и в обводняющих водах может полностью "поглощать" легкий сизый оттенок оглеения; желтовато-белесый цвет карбонатов при их содержании в почвенной массе около 30% почти затушевывает морфохроматические признаки оглеения; бурый (коричневато-, серовато-) оттенок иллювиального гумуса также заметно маскирует сизую окраску минеральной основы.

Микроморфологическое изучение фиксирует определенный набор признаков, которые обязательны для ЭПП восстановленного глея, но в то же время они могут быть сформированы и другими ЭПП: серая (светлая) окраска; отсутствие гидроокисных пленок Fe на песчаных зернах; редкая встречаемость Fe-Mn-окреждений, их мелкий размер и др.

Вопрос о влиянии оглеения на трансформацию первичных минералов не решен однозначно. Предположительно глеевые условия могут изменять или усиливать внутрпочвенное выветривание основных групп первичных минералов: Fe-содержащих минералов (биотит, хлорит, роговая обманка) — помутнение поверхности зерен, уменьшение их размеров, трещиноватость; менее заметны изменения для кислых плагиоклазов, K-полевых шпатов, кварца, эпидота-цоизита (Зайдельман, 1974).

Химико-аналитические методы позволяют выявить присутствие закисного Fe ( $\alpha$ - $\alpha$ -дипиридил, о-фенантролин, красная кровяная соль), его количество и соотношение с окисными формами ( $H_2SO_4$ -вытяжки), а также влияние оглеения на общее содержание железа и его распределение в почвенной массе.

По влиянию ЭПП восстановленного глея на общее содержание Fe в почвенной массе (по сравнению с исходным его содержанием) выделяются три случая: 1) содержание Fe заметно не меняется (застойное переувлажнение, менее кислые—щелочные условия); 2) почвенная масса обедняется Fe (отточное переувлажнение, более кислые условия, элювиально-глеевый вынос Fe); 3) содержание Fe имеет аккумулятивный характер (только при грунтовом переувлажнении).

В почвенной массе Fe распределяется: 1) равномерно; 2) неравномерно, с формированием обедненных и относительно обогащенных железом микрозон, которые связаны с неравномерностью распределения в почвенной массе физико-химических параметров и условий для жизнедеятельности микрофлоры, а также и с естественным разбросом содержания железа в исходной минеральной массе.

Изложенное представление о влиянии оглеения на общее содержание Fe и его распределение в почвенной массе не является общепринятым. Существует мнение, что оглеение всегда сопровождается выносом и обезжелезнением почвенной массы (Зайдельман, 1974).

География. ЭПП восстановленного глея распространен в почвах практически всех биоклиматических поясов и ландшафтных зон. Наиболее широко этот процесс развит в условиях гумидного, а также и субгумидного климата (поверхностное и грунтовое переувлажнение), где он может быть выражен как в почвах водоразделов, так и пониженных элементов рельефа (тундровые глеевые, подзолисто-глеевые, торфяно-глеевые, лугово-черноземные, глеевые субтропические и тропические и

др.). С увеличением аридности климата ЭПП восстановленного глея локализуется в почвах отрицательных форм рельефа и связан обычно с грунтовыми и почвенно-грунтовыми водами (луговые, лугово-болотные, различные солончаки и др.).

Предел развития и степень выраженности этого ЭПП обуславливаются сочетанием двух факторов: наличием дефицита кислорода или его отсутствием; наличием в минеральной основе почв и водах, вызывающих переувлажнение, какого-либо минимального количества соединений Fe, способных к восстановлению.

Степень выраженности может оцениваться по: 1) размерам (площади, объему участков почвенной массы, имеющей морфологию восстановленного сизого глея); 2) глубине (продвинутой) преобразования процессом твердой фазы почв.

Минимальным размером являются отдельные восстановленные пятна на общем неоглеенном или окисленном фоне, максимальным — целиком восстановленная почвенная масса горизонта или профиля в целом.

Глубина воздействия восстановленного глея на почвенную массу трудно устанавливается при морфологическом исследовании и может быть оценена только химико-аналитическими методами: по соотношению закисных и окисных форм несиликатного Fe.

Взаимодействие с другими ЭПП. Сопряженные с восстановленным глеем ЭПП могут быть разделены на условные группы: вызывающие оглеение, вызываемые оглеением, усиливающиеся благодаря оглеению, "формально" сочетающиеся с оглеением, но процессно (генетически) с ним не связанные. Условность выделения этих групп объясняется тем, что чаще всего между ними и восстановленным глеем существует тесная обратная связь и различать один из ЭПП как причину, а другой как следствие не представляется возможным.

Определенный характер ЭПП гумификации прямо способствует возникновению восстановленного глея: грубогумусное органическое вещество (гидромюль) (Duchaufour, 1982) является биологически активным и продуцирует большое количество  $CO_2$ , что благоприятствует восстановлению и мобилизации Fe (и Mn); еще большее огрубление органогенного материала (оторфяпление) влияет на степень аэрации минеральных горизонтов и, вызывая их переувлажнение и дефицит кислорода, способствует созданию восстановительной среды. В то же время появление оглеения стимулирует дальнейшее развитие грубой органогенной аккумуляции (положительная обратная связь).

ЭПП миграции и иллювиального накопления глины, ЭПП конкреции-образования и цементации могут быть причиной восстановленного глея, так как создают слабодопроницаемые горизонты в почвенном профиле. В то же время обе эти группы ЭПП могли возникнуть в результате предшествующего оглеения, стимулировавшего вынос глины и гумуса.

ЭПП элювиально-глеевой миграции Fe и Mn, ряд ЭПП реорганизации почвенной массы (приводящие к потере порозности, обесструктурированию, возникновению слитого сложения и пр.) являются прямым следствием восстановленного глея и имеют с ним положительную обратную связь.

Значительная часть ЭПП миграции может усиливаться благодаря восстановленному глею, как и некоторые из ЭПП педотурбаций (криотурбации, гравитурбации).

Примером "формальной" связи оглеения с другими ЭПП являются многие гидрогенные аккумуляции (не восстановительно-окислительные), протекающие на фоне оглеения (карбонаты, гипс, соли и др.).

Есть и ЭПП — антиподы оглеения, тормозящие или исключаящие его проявление: переорганизация (оструктуривание), биотурбации и некоторые др. Все они способствуют хорошей аэрации почвенной массы.

В эксперименте в благоприятной обстановке признаки восстановленного глея проявляются достаточно быстро — от нескольких суток до нескольких месяцев (Bloomfield, 1950; Зайдельман, 1974). Дальнейшее развитие процесса по охвату все большего объема почвенной массы и глубине ее преобразования зависит от конкретных условий среды.

Важным является разделение по источнику переувлажнения. Если рассматривать ЭПП восстановленного глея только по отношению к почвенной массе, изолированно от почвенного профиля, то разделение его по источнику переувлажнения теряет смысл: важны химизм и режим увлажняющих вод, а не их конкретный источник и "сторона", с которой они поступают в почвенную массу. Однако, поскольку основное прикладное назначение ЭПП заключается в генетической интерпретации почвенных профилей, то выяснение источника переувлажнения для почвы представляется очень важным, потому что: 1) часто поверхностные и грунтовые воды имеют разный химический состав и режим, вследствие чего по-разному влияют на протекание ЭПП восстановленного глея и его морфолого-химические последствия; 2) разные источники переувлажнения могут обуславливать кардинально разный характер всего сочетания ЭПП, которое формирует данный профиль и на фоне которого проявляется восстановленный глей.

Таким образом, представления об этом ЭПП должны основываться на рассмотрении не только почвенной массы, но и почвенного профиля в целом.

Следует отметить, что существуют случаи, когда влияние поверхностного и грунтового увлажнения дает очень близкий результат по свойствам почвенной массы; тогда только сам способ поступления влаги в почвенный профиль (источник влаги) остается в качестве критерия.

а. Поверхностный восстановленный глей — ЭПП, проявляющийся в условиях переувлажнения поверхностными водами (избыточная или застаивающаяся атмосферная влага, часто с дополнительным подтоком той же влаги в результате бокового внутрипочвенного стока). Поверхностное переувлажнение может быть выражено только в верхних горизонтах профиля, или только в нижних (просачивающаяся вниз и застаивающаяся здесь по тем или иным причинам атмосферная влага), или во всем профиле.

Поверхностный восстановленный глей формирует важные генетические свойства. Он характерен для почв равнинной и горной тундры, таежных и таежно-лесных недренированных равнин, влажнотропических и тропических плоских низменных равнин на отложениях среднего и тяжелого механического состава (тундровые глеевые, таежные глеевые, стагно-



гли, органогенно-глеевые почвы поверхностного увлажнения, глеевые субтропические и тропические и др.).

Диагностика заключается в установлении отсутствия влияния на почвенный профиль почвенно-грунтовых или грунтовых вод. Особенно это важно в случае формирования так называемого глубинного оглеения, создаваемого застаивающейся поверхностной влагой в нижних горизонтах профиля и почвообразующей породе. Изучение почвенно-грунтовой толщи на значительную глубину является основным методом диагностики этого ЭПП. При этом необходим контроль путем оценки конкретных местных условий, главным образом рельефа, литологии и гидрогеологической обстановки.

б. Грунтовой восстановленный глей — ЭПП восстановленного глея, проявляющийся в условиях переувлажнения грунтовыми или почвенно-грунтовыми водами<sup>1</sup>.

Факторы, определяющие его появление: литолого-геоморфологическая и гидрогеологическая обстановки, обеспечивающие формирование горизонта грунтовых вод на такой глубине от поверхности, которая способствует их достаточно сильному влиянию: а) только на нижнюю часть профиля, б) только на нижнюю половину профиля, в) практически на весь профиль.

Диапазон климатических условий, в которых подобная обстановка может быть выражена, достаточно широк — от гумидных до субаридных.

Степень редуцирующего воздействия грунтовых вод на почвенный профиль определяется тремя условиями: 1) свойствами самой воды, ее Eh и рН, степенью и характером минерализации; 2) режимом вод, точностью или проточностью и диапазоном вертикальной флуктуации; 3) химико-минералогическими и физико-химическими свойствами почвенных горизонтов, испытывающих влияние грунтовых вод, в которых закономерность следующая: к югу минерализация и щелочность вод и диапазон их флуктуации увеличиваются, а количество органических ионов уменьшается, что в целом снижает их редуцирующее воздействие.

География этого ЭПП дает достаточно пеструю (региональную) картину. Пространственная его выраженность к югу все более уменьшается, но при этом грунтовое оглеение остается единственной формой этого процесса (разнообразные луговые и болотные почвы, солончаки и другие почвы субаридных-аридных областей).

Диагностика этого ЭПП проводится путем установления глубины залегания грунтовых вод в почвенном профиле, диапазона их флуктуации, режима, состава и физико-химических характеристик.

Взаимодействие с другими ЭПП было охарактеризовано выше, однако следует отметить, что тесная причинно-следственная связь существует между грунтовым восстановленным глеем и ЭПП гидрогенной миграции и аккумуляции, конкрецииобразования и цементации, переорганизации, гумификации, возможно, и с некоторыми ЭПП внутрпочвенного выветривания (стадийная трансформация глинистых силикатов с формированием

---

<sup>1</sup> Далее в тексте под "грунтовыми водами" подразумеваются и собственно грунтовые, и почвенно-грунтовые воды.

Al-хлоритов и др.). Следует подчеркнуть также, что в случае грунтового восстановленного глея проявление ЭПП, тормозящих или снимающих этот процесс, затруднено или исключено.

### ОКИСЛЕННЫЙ ГЛЕЙ (пятнистое оглеение)

*Окисленный глей — это ЭПП трансформации на месте минеральной массы почв в условиях периодического переувлажнения и переменного восстановительно-окислительного режима, приводящий к созданию пятнистой окраски почвенной массы с характерным чередованием сизых и ржавых (охристых) тонов при фрагментарном окислении или достаточно равномерной ржавой (охристой) окраски при сплошном окислении почвенной массы.*

**Ф а к т о р ы:** появление кислорода в восстановленной глеевой почвенной массе (просыхание, повышение Eh, те или иные деформации почвенной массы и возникновение пустот, жизнедеятельность корней и определенных групп микроорганизмов, высвобождающих кислород и др.). Наиболее важные условия для протекания группы ЭПП пятнистого оглеения остаются в общем теми же, что и для ЭПП восстановленного глея. Однако добавляется еще одно, пятое условие: соотношение длительности периодов восстановления и окисления и частота их чередования во времени

**М е х а н и з м:** окисление закисного Fe (и Mn) и его (их) соединений, их осаждение в форме гидроксидов, феррогидратов, органо-железистых соединений, карбонатов Fe и др., прокрашивание ими почвы в ржавые (охристые) тона.

Самым надежным методом диагностики является морфологический: ржавая, охристая окраска почвенной массы. Значительно варьирование оттенков окраски, ее однородность или неоднородность, конфигурация. Цветовые оттенки обуславливаются: общим количеством Fe, степенью окисления и гидратированности его оксидов (желтый → красный), содержанием гумуса в осаждаемых органо-железистых комплексах и его составом (бесцветный → темно-бурый), исходным цветом минеральной основы. Однородность или неоднородность окраски определяется: причиной окисления, обуславливающей протекание этого процесса; характером распределения закисного Fe в восстановленной глеевой массе; ее сложением и характером порозности; распределением корней и микрофлоры. Те же условия создают и "рисунок" неоднородности окраски, так как определяют пути проникновения кислорода и его диффузию внутри почвенной массы, его количество и периодичность этого процесса.

Микроморфологическое изучение хорошо диагностирует характерную пятнистость окраски, но необходим контроль, т.е. знание о восстановительно-окислительной природе изучаемой почвенной массы (железистая пятнистость окраски может возникать и при внутрипочвенном выветривании ряда первичных минералов: биотита, хлорита и др.). В восстановленно-окисленной почвенной массе на фоне обесцвеченной основы выступают более или менее расплывчатые пятна светло- или темно-бурой окраски в проходящем свете и охристо-красной — в отраженном. Большая или меньшая размытость границ определяется резкостью смены

восстановительных условий на окислительные и количеством осаждающегося из растворов железа (Парфенова, Ярилова, 1977). Микроморфологическая диагностика равномерно окрашенных окисленных глеев, по-видимому, затруднена.

Химико-аналитические методы позволяют выявить: соотношение закисных и окисных форм Fe в пятнистой глеевой почвенной массе ( $H_2SO_4$ -вытяжки); общее количество несиликатного "свободного" Fe и степень его окристаллизованности — методы Тамма, Мера-Джексона, Коффина, Баскомба и ряд других (Зонн, 1982); распределение "свободного" Fe в почвенной массе и его влияние на распределение в ней валового Fe. В пятнистом глее могут быть выражены три типа общего содержания Fe в почвенной массе (по сравнению с породой): стабильное, элювиальное и аккумулятивное (как и для восстановленного глея).

Для горизонтов поверхностного пятнистого оглеения в подзолистых и подзолисто-болотных почвах суглинистого и глинистого механического состава предложен метод диагностики степени заболоченности (т.е. соотношения продолжительности восстановленного и окисленного состояний почвенной массы) по соотношению Fe и Mn в химическом составе ортштейнов. Метод основан на представлении о том, что увеличение отношения Fe/Mn в 1п.  $H_2SO_4$ -вытяжке ("коэффициент заболоченности минеральных почв") является устойчивым показателем увеличения продолжительности восстановительных условий в почвах переменного окислительно-восстановительного режима (Зайдельман, Оглезнев, 1971; Зайдельман, 1974).

География ЭПП пятнистого оглеения такая же, как и ЭПП восстановленного глея. Степень выраженности оценивается так же, как и для восстановленного глея. Однако ЭПП пятнистого оглеения, по-видимому, относится к тем процессам, которые могут достигать предельной степени выраженности и заканчиваться. То есть в периоды аэрации могут оказаться окисленными все закисные формы Fe (и тем более Mn).

Взаимодействие с другими ЭПП. Необходимым предшественником пятнистого оглеения является ЭПП восстановленного глея, частым, но не обязательным следствием — ЭПП сегрегации и цементации (окислительной), иногда следствием может быть и ЭПП хемогенного оструктурирования. Среди причин, вызывающих пятнистое оглеение, может быть ряд ЭПП, способствующих возникновению пустот в восстановленной почвенной массе и проникновению кислорода: биогенное и компрессионно-гидротермическое оструктурирование, педотурбации. Усиленное воздействие этих же ЭПП может создать условия, вообще исключают проявление пятнистого оглеения.

а. Поверхностное пятнистое оглеение — ЭПП, проявляющийся в условиях периодического, локального или полного окисления поверхностного восстановленного глея.

Факторы, способствующие его появлению: периодическое (сезонное, внутрисезонное) уменьшение увлажнения почвенной массы, возникновение пор и пустот, обеспечивающих проникновение кислорода и создающих окислительную обстановку во всей массе или в отдельных ее участках.

Проявление поверхностного пятнистого оглеения может наблюдаться в разных частях почвенного профиля, но чаще всего — в верхней его

половине, в наибольшей степени подверженной периодическим сменам гидротермического и воздушного режимов, воздействию биоты и т.д.

ЭПП поверхностного пятнистого оглеения распространен чрезвычайно широко, так как свойствен не только почвам, в которых оглеение является профилеобразующим или важным горизонтообразующим процессом, но и большому числу групп субэральных почв, развивающихся в условиях преобладания окислительной обстановки почвообразования. В целом это почвы гумидных и субгумидных умеренных, субтропических и тропических областей переменного гидрологического режима, в которых поверхностная влага застаивается в течение более или менее длительного промежутка времени в разных горизонтах профиля. Создается анаэробный, который затем сменяется аэробными условиями и окислением закисных соединений Fe.

Группы почв глеевого ряда, в которых может быть развит ЭПП пятнистого оглеения, перечислены выше для ЭПП восстановленного глея.

Взаимодействие с другими ЭПП уже охарактеризовано при описании ЭПП пятнистого оглеения в целом. Следует только подчеркнуть, что следствием поверхностного пятнистого оглеения очень часто является усиление многих ЭПП миграции растворов и суспензий в почвенном профиле — как нисходящих, так и внутригоризонтных, т.е. группы процессов элювирования.

6. Грунтовое пятнистое оглеение — ЭПП, проявляющийся в условиях периодического, локального или полного окисления грунтового восстановленного глея.

Факторы, способствующие его проявлению: периодическая (сезонная, внутрисезонная) флуктуация уровня грунтовых вод и (или) их состава и содержания в них кислорода.

Для диагностики этого ЭПП особое внимание уделяется установлению глубины залегания, диапазону флуктуации, режиму, составу и физико-химическим характеристикам грунтовых вод, а также ряду физических свойств почвенной массы, которые могут обеспечивать периодическую аэрацию и окисление.

Грунтовое пятнистое оглеение, так же как и грунтовый восстановленный глей, может проявляться в разных частях профиля. Следствием этого ЭПП, по-видимому, может быть разное общее содержание Fe и Mn и различное их распределение в грунтового-оглеенной почвенной массе, в том числе абсолютное обогащение железом.

Грунтовое пятнистое оглеение выражено во всех почвах грунтового увлажнения; при этом оно может сочетаться с грунтовым восстановленным глеем, располагаясь в профиле над ним, или быть выраженным самостоятельно. Последний случай чаще встречается в почвах субаридных—аридных областей, первый — в более гумидных условиях.

## СУЛЬФИДНОЕ ОГЛЕЕНИЕ

*Сульфидное оглеение — ЭПП трансформации на месте минеральной массы почв в условиях постоянного или длительного переувлажнения и анаэробноза, заключающийся в восстановлении S и Fe с образованием сернистого железа и возникновении буро-черной окраски почвенной массы.*

Факторы и механизм. Наличие свободных гидратов окислов Fe и сернокислых солей при достаточном количестве разлагающихся растительных остатков — необходимая среда для возникновения этого ЭПП. Такие условия распространены на низменных морских побережьях и в приморских дельтах гумидных областей, где высокое атмосферное увлажнение препятствует аккумуляции солей и образованию солончаков. Воды поверхностного стока несут большое количество органических и органо-минеральных коллоидов, в том числе органо-железистых и органо-алюминиевых соединений; в тропических областях поверхностные воды содержат еще и достаточно много свободных гидроксидов Fe и Al — продуктов размыва феррсиаллитных и ферраллитных кор выветривания. Морская вода обеспечивает поступление сернокислых солей. В условиях прибрежных лесных и болотных ландшафтов при большом количестве разлагающихся растительных остатков и почти постоянном анаэробнозе происходит восстановление Fe и S сульфатов до сероводорода, взаимодействие сероводорода и закисного Fe с образованием коллоидального, сернистого железа гидротроиллита (Глазговская, 1972).

Восстановление серы, так же как и Fe, осуществляется микроорганизмами, в частности группой сульфат-редуцирующих бактерий.

Исключающее условие для проявления этого ЭПП — наличие в почвах заметного количества карбонатов.

**Диагностика.** Буро-черный цвет почвенной массы, часто с запахом сероводорода; наличие гидротроиллита ( $\text{FeS} \cdot n\text{Fe}_2\text{S}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ), по мере старения и кристаллизации превращающегося в пирит и марказит ( $\text{FeS}_2$ ). Содержание пирита может достигать 5—6% (Bloomfield, 1950), общей S — 2—4%, карбонаты отсутствуют или их содержание незначительно, реакция близка к нейтральной.

Характерная окраска сульфидного глея может быть выражена только в нижних горизонтах профиля и породе, в нижней и средней частях профиля, во всем профиле.

Химико-аналитические методы включают определение Fe сульфидов и определение пирита. Для определения Fe сульфидов пока не имеется удовлетворительного метода. Неточности связаны с окислением двухвалентной S трехвалентным Fe в процессе анализа. Содержание пирита определяется: 1) по разности между содержанием сульфатов до и после окисления с использованием  $\text{H}_2\text{O}_2$ , 2) прокаливанием с пятиокисью ванадия (Bloomfield, 1950).

Этот ЭПП имеет определенные предел развития и степень выраженности. Начальный предел: необходимый набор химических соединений и восстановительная биологически активная среда. Конечный предел: смена восстановительной среды на окислительную. Степень выраженности этого ЭПП: 1) по размерам (площади—объему какого-то фрагмента почвенной массы, горизонта или профиля) — отдельные пятна,

отдельные горизонты, серия горизонтов, весь профиль; 2) по глубине преобразования процессом твердой фазы почв — ЭПП сульфидного оглеения теоретически может дойти "до конца", т.е. весь потенциальный резерв гидроксидов Fe, имеющийся в почвенной массе, окажется израсходованным на образование сульфидов Fe. Однако такая ситуация вряд ли возможна в естественных условиях, так как почвы, в которых проявляется этот ЭПП, характеризуются одновременно активным развитием разнообразных процессов привноса твердых и растворенных веществ, которые постоянно пополняют резервы химических соединений почвы, необходимых для протекания ЭПП сульфидного оглеения.

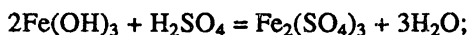
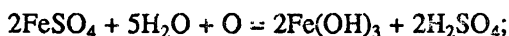
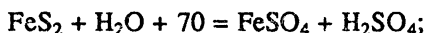
Взаимодействие с другими ЭПП. В качестве процесса, прямо вызывающего рассматриваемый ЭПП, выступает ЭПП привноса твердого и растворенного вещества, сопряженный с ЭПП декарбонизации. ЭПП гумификации в гидроморфных условиях и (или) торфообразования до известного момента усиливают сульфидное оглеение, так как дают энергетический материал для восстановления и жизнедеятельности микрофлоры; при этом интенсивность самих этих ЭПП также нарастает (положительная обратная связь). Но, по-видимому, по мере накопления в почвах сульфидов ЭПП сульфидного оглеения может оказывать угнетающее влияние на жизнедеятельность растений и поэтому тормозить указанные выше ЭПП метаморфизма органического вещества (отрицательная обратная связь). К ЭПП, вызываемым сульфидным оглеением, относится ЭПП переорганизации (обесструктуривание) почвенной массы — потеря слоения, возникновение липкости и пластичности в связи с тем, что образующийся гидротроиллит представляет собой коллоидальный гель. Прямым следствием сульфидного оглеения является ЭПП (пятнистого) сульфатного оглеения.

### СУЛЬФАТНОЕ ОГЛЕЕНИЕ

*Сульфатное оглеение — ЭПП трансформации на месте минеральной массы почв, содержащей сульфиды Fe, в условиях переменного восстановительно-окислительного режима, заключающийся в частичном или полном, но периодическом окислении сернистого железа с образованием гидроксидов Fe и свободной серной кислоты, а затем железистых и алюминиевых квасцов; возникает пятнистая окраска — ярко-желтые пятна на темно(красно-)буром фоне ("кэтклей").*

**Факторы:** периодическая аэрация восстановленной почвенной массы, содержащей сульфиды Fe.

**Механизм:** последовательное окисление сернистого железа по следующим реакциям (Глазовская, 1972):



**Диагностика.** Исчезает буро-черный цвет почвенной массы, преобладает (красновато-) бурый и темно-бурый окраска с ярко-желтыми

(буро-желтыми) пятнами ярозита —  $KFe_3(SO_4) \cdot (OH)_6$ . Наличие в почвенном растворе свободной серной кислоты и гидролитически кислых солей-квасцов способствует созданию сильноокислой реакции почвенной массы (рН 3—2) при крайне неблагоприятных физических свойствах (высокое содержание ила, низкая водопроницаемость, бесструктурность) и увеличению содержания водорастворимых и подвижных форм Fe и Al. Характерная пятнистая окраска сульфатного глея может быть выражена только в нижней половине профиля или во всем профиле, но чаще встречается первый случай.

Этот ЭПП проявляется при появлении кислорода в восстановленной сульфидной почвенной массе и затухает при полном окислении сульфидов Fe с образованием гидроксидов Fe и Al и свободной серной кислоты.

Степень выраженности этого ЭПП: по размерам — от отдельных окисленных пятен на восстановленном буро-черном фоне до сплошного окисления почвенной массы; по глубине преобразования твердой фазы почв — ЭПП сульфатного оглеения может приводить к полному окислению всего резерва сульфидов Fe, содержащихся в почвенной массе. В естественной обстановке подобная максимальная степень выраженности и одновременно "конечный предел" этого ЭПП имеют место в условиях поднимающихся дельт и низменных морских побережий; в освоенных почвах — благодаря мелиоративным мероприятиям.

Взаимодействие с другими ЭПП. Непосредственным и обязательным предшественником ЭПП сульфатного оглеения является сульфидное оглеение. Как обязательное следствие возникают ЭПП: выщелачивания, декарбонатизации, слитизации, компрессионно-гидротермической педотурбации, минерализации органического вещества и ряд ЭПП внутрипочвенного выветривания в связи с наличием сильноокислой среды.

Сульфатное оглеение относится к быстро текущим процессам (сутки, недели, месяцы).

## Глава VIII

### ЭПП СЕГРЕГАЦИИ И ЦЕМЕНТАЦИИ ВЕЩЕСТВА

Процессы сегрегации и цементации чрезвычайно широко распространены в природе. Они имеют место практически во всех рыхлых твердофазных телах, контактирующих с воздушной и (или) водной средой (Македонов, 1966). Для их проявления необходимо наличие веществ, которые могут быть сегрегированы, и переменные условия среды: колебания температуры, влажности, окислительно-восстановительных условий и т.д.

*ЭПП сегрегации — процесс формирования стяжений, разносторонне растущих по субпараллельным поверхностям, отличающихся от вмещающей их массы химическим составом и морфологическими свойствами (Македонов, 1966; Розанов, 1983).*

*ЭПП цементации — процесс превращения рыхлой почвенной массы в*

*твердый горизонт или прослой в результате скрепления частиц цементирующими веществами, выпадающими из раствора.* Процесс цементации генетически тесно связан с процессом сегрегации и часто является его более сильным количественным выражением.

Процессы сегрегации и цементации веществ могут быть разделены: 1) по составу сегрегирующихся и цементирующих веществ (железистые, марганцовистые, гипсовые и т.д.); 2) по их источнику (внутригоризонтальные, внутривершинные, латеральные); 3) по условиям и механизмам образования (окислительные, термодинамические, испарительные и т.д.). Однако если следовать этим принципам разделения, то тем самым можно сильно увеличить или уменьшить количество ЭПП, необходимых для описания генезиса почв. Поэтому предлагается "смешанное" разделение процессов сегрегации и цементации по составу сегрегирующихся веществ и по условиям и механизмам их образования: 1) ЭПП окислительной (Fe, Mn, Al, гумус) сегрегации и цементации; 2) ЭПП кремниевой сегрегации и цементации; 3) ЭПП карбонатной сегрегации и цементации; 4) ЭПП гипсовой сегрегации и цементации; 5) ЭПП солевой цементации.

#### ОКИСЛИТЕЛЬНАЯ (Fe, Mn, Al, ГУМУС) СЕГРЕГАЦИЯ И ЦЕМЕНТАЦИЯ

*Это — процесс образования стяжений, прослоев и кор, отличающихся от вмещающей их массы повышенным содержанием Fe, Mn (а часто и Al, и гумуса), связанный с резким ослаблением миграционной способности этих элементов при переходе из закислого состояния в окисное.*

**Д и а г н о с т и к а.** Образование в пределах почвенного профиля новообразований с различным соотношением Fe, Mn, Al, гумуса в виде плотных, мягких и диффузных концентрических выделений: ортштейновых конкреций, бобовин, желваков, глобулярных облаков, жерствы, бобовой руды; трубковидных выделений (роренштейнов): бурых и желто-красных трубок и скоплений прикорневых конкреций по ходам живых и отмерших корней, ржавых корневых чехликов, а также прослоев и коровых выделений: псевдофибр, ортзандов, плинтитов, латеритов. Иногда в процессе сегрегации в почвенной массе могут быть созданы обезжелезненные светлые зоны (Корнблум, Зимовец, 1961).

**М е х а н и з м.** Процессы окислительной сегрегации и цементации возникают при сочетании активной концентрирующей деятельности почвенных микроорганизмов (*Metallogenium* и *Pedomicrobium*) и физико-химических явлений накопления Fe и Mn, обусловленных реакциями аутооксидации и адсорбцией этих элементов. "Микроорганизмы косвенным образом часто являются инициаторами упомянутых абиогенных процессов. Это может происходить в случаях повышения pH среды в результате их жизнедеятельности или вследствие отрицательного заряда поверхности микробных клеток, на которой адсорбируются гидроокиси. Образующиеся биологическим путем на микробных клетках отложения окисленных форм железа и марганца в дальнейшем становятся своеобразными центрами физико-химического окисления и накопления этих элементов" (Аристовская, 1980 с. 122). Образование наиболее плотных форм новообразований связано с их дальнейшей, часто необратимой



трансформацией — окристаллизацией и дегидратацией оксидов железа. В зависимости от экологической обстановки результаты биологической активности микроорганизмов могут быть различны, что приводит к образованию различных по форме и размеру конкреций. На форму, размеры, твердость и состав конкреционных и коровых новообразований оказывают также влияние концентрация Fe и Mn в растворах, обусловленная процессами мобилизации этих элементов и источником их формирования, а также скорость и амплитуда изменений окислительно-восстановительных условий. Чем больше скорость изменений этих условий, тем больше твердость новообразований; чем больше амплитуда, тем меньше отношение содержания Fe к Mn в конкрециях. При меньшей контрастности окислительно-восстановительных условий содержание Mn понижается, так как его окисление происходит при более высоких значениях окислительно-восстановительного потенциала (Зайдельман, Оглезнев, 1971).

Присутствие в составе конкреционных и коровых новообразований Si, Al и гумуса связано как с простой цементацией их соединений в составе твердых частиц, так и с сосаждением в конкрециях и корах их растворимых соединений. Если содержание водорастворимых соединений Al и гумуса выше, чем соединений Fe и Mn, то формируются "гумусовые" и "глиноземистые" конкреции (Розанов, 1983; Зайдельман, 1974).

Что касается источника аккумулирующихся веществ, то здесь необходимо разделять: внутригоризонтную сегрегацию — стягивание соединений Fe и Mn в конкреции внутри горизонта без существенного их выноса (Корнблум, Зимовец, 1961); внутрипрофильную — формирование конкреционных образований в иллювиальных в отношении железа и марганца горизонтах (Ливеровский, Росликова, 1962); латеральную сегрегацию и цементацию — образование конкреционных, а чаще и коровых новообразований, связанных с осаждением соединений элементов с переменной валентностью их грунтовых, болотных и внутрипочвенных вод (Македонов, 1966; Зайдельман, Нарокова, 1974; Караваяева, 1975; и др.).

Факторы. ЭПП окислительной сегрегации и цементации имеют место: 1) при чередовании восстановительных и окислительных процессов, приводящих к мобилизации железа и марганца в раствор; 2) при кислых и слабокислых значениях pH в зоне восстановления; 3) при наличии микроорганизмов; 4) при достаточной проницаемости субстрата, создающей возможность передвижения почвенного раствора.

Такое сочетание условий наиболее типично для полугидроморфных почв гумидных ландшафтов.

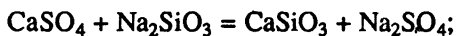
Взаимодействие с другими ЭПП. ЭПП окислительной сегрегации и цементации не могут существовать без ЭПП оглеения, мобилизующего элементы с переменной валентностью в раствор, а также без ЭПП иллювиальной и аллохтонной глеевой миграции (за исключением внутригоризонтной сегрегации). Иногда окислительные сегрегация и цементация сопряжены с процессами карбонатной сегрегации, в результате чего образуются карбонатно-железистые новообразования (Розанов, 1983; Зайдельман, 1974).

## КРЕМНЕВАЯ СЕГРЕГАЦИЯ И ЦЕМЕНТАЦИЯ

*Это — процесс образования конкреционных и коровых новообразований, отличающихся от вмещающей массы повышенным содержанием аморфных и слабоокристаллизованных соединений кремния.*

**Диагностика.** Основными диагностическими признаками этого ЭПП являются конкреционные образования — желваки натечной формы, опаловые и халцедоновые трубки, псевдоморфозы кремнезема по известковым и гипсовым конкрециям, а также коровые новообразования — кремниевые коры, дурипэны, силкриты.

**Механизм.** ЭПП кремниевой сегрегации и цементации тесно связан с мобилизацией кремния в раствор в результате кислотного и щелочного гидролиза минералов. Процесс сегрегации и цементации аморфных соединений кремния возникает в результате резкого изменения термодинамических условий миграции растворов — повышения или понижения температуры до точки замерзания растворов, приводящих к увеличению испарения и концентрации растворов и осаждению кремнесодержащих веществ в пустотах и порах с цементирующим воздействием на вмещающую массу. Еще одним механизмом создания кремниевых новообразований является замещение известковых и гипсовых конкреций соединениями кремния в результате химических реакций, аналогичных следующим (Ковда, 1940; Македонов, 1966):



Рассматриваемые ЭПП тесным образом связаны с процессами аллохтонной (гидрогенной) и частично иллювиальной аккумуляции кремния (Ковда, 1973). Преобладают, таким образом, аллохтонные сегрегация и цементация, но имеет место и иллювиальная сегрегация.

**Факторы.** Для ЭПП кремниевой цементации и сегрегации необходимо чередование относительно влажных и теплых условий, при которых возможны растворение соединений кремния и их миграция, и засушливых или холодных, при которых и происходят непосредственная сегрегация и цементация; необходим также некоторый запас силикатных минералов, растворяющихся в кислых и щелочных растворах. Поскольку кремниевые образования накапливаются преимущественно гидрогенным путем, максимальной выраженности процесс их сегрегации и цементации достигает в геохимически подчиненных условиях рельефа.

Перечисленные условия свойственны континентальным мерзлотным регионам тундры и тайги, подчиненным ландшафтам полупустынь и саванн при наличии в горных породах легковыветривающихся минералов, а также пустыням (здесь рассматриваемые процессы являются реликтовыми).

**Взаимодействие с другими ЭПП.** ЭПП кремниевой цементации и сегрегации наиболее тесно связаны с процессами щелочного и кислотного гидролиза (мобилизации Si в раствор) и с процессами иллювиального и аллохтонного окремнения (накопление Si). Сопутствующими часто являются процессы карбонатной и гипсовой сегрегации и цементации, а иногда и окислительной сегрегации и цементации.

## КАРБОНАТНАЯ СЕГРЕГАЦИЯ И ЦЕМЕНТАЦИЯ

*Это — процесс образования конкреционных и коровых новообразований, отличающихся от вмещающей их массы повышенным содержанием в основном карбоната кальция.*

**Диагностика.** О процессах карбонатной сегрегации и цементации могут свидетельствовать следующие группы основных новообразований: 1) конкреционные — белоглазки, журавчики, дутики, погремки, лёссовые куклы, глобулярные облака; 2) кошкеционно-коровые — канкар (выделения с образованием сплошных прослоев сцементированных или рыхлолежащих конкреций и желваков); 3) коровые — луговой мергель, каличе, шох, известковые панцири; 4) трубковидные — кристаллические трубки, аккырши.

**Механизм.** ЭПП карбонатной сегрегации и цементации имеют разные механизмы: 1) старение и кристаллизация иллювиальных пропиточных форм новообразований кальцита; 2) выпадение из раствора и кристаллизация мелкозернистого кальцита в почвенных крупных полостях и порах с дальнейшим его разрастанием по субпараллельным поверхностям как с включением почвенной массы, так и с деформацией ее в результате роста конкреционных форм (Македонов, 1966). Некоторыми исследователями допускается возможность участия в этих процессах микроорганизмов (Voquet et al., 1973). При реализации первого механизма источником новообразований служат внутрипрофильные карбонаты кальция, второго — в основном привнесенные с внутрипочвенными и грунтовыми водами.

**Факторы.** ЭПП карбонатной сегрегации и цементации осуществляются при чередовании относительно влажных условий, при которых возможна мобилизация карбонатов кальция в раствор, миграция и подъем уровня грунтовых вод, и условий, способствующих выпадению из раствора и кристаллизации кальцита. В семиаридных и аридных областях это связано с сухими сезонами, в гумидных — с изменением температурных и геохимических условий миграции жестких грунтовых вод. Эти ЭПП наиболее характерны для почв геохимически подчиненных позиций полупустынных, саванных и степных ландшафтов, а также для почв гумидных территорий, формирующихся на карбонатных породах.

**Взаимодействие с другими ЭПП.** ЭПП карбонатной сегрегации и цементации связаны с процессами декарбонатизации, а также иллювиального и аллохтонного окарбонирования. Иногда карбонатная сегрегация может сочетаться с процессами окислительной сегрегации, а также и гипсовой сегрегации и цементации.

## ГИПСОВАЯ СЕГРЕГАЦИЯ И ЦЕМЕНТАЦИЯ

*Это — процесс образования конкреционных и коровых новообразований, отличающихся от вмещающей массы в основном содержанием гипса ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ). Употребление словосочетания "в основном", как и в случае карбонатной сегрегации и цементации, связано с тем, что зачастую в составе конкреций и кор при преобладании основного компонента процесса (в данном случае гипса) содержится значительное количество и других веществ (например, кальцита или кремнезема).*

**Диагностика.** Диагностическими признаками ЭПП гипсовой сегрегации служат кристаллические трубки, "земляные сердца", ласточкины хвосты, двойники, слюзба, гипсовые розы, кристаллические камеры. Для более продвинутой стадии — ЭПП гипсовой цементации — характерны кристаллические гипсовые прослои, гажи, шестоватый гипс, бозынгены, гипсовые коры (Македонов, 1966; Розанов, 1983).

**Механизм.** ЭПП гипсовой сегрегации и цементации представляет собой процесс выпадения из раствора  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  в результате изменения термодинамических условий миграции в виде разрастающихся кристаллов различной формы. Кристаллы могут иметь не только различную форму, но и разный размер, хотя преобладают мелкозернистые. При гипсовой сегрегации могут формироваться как относительно чистые по составу конкреционные формы гипса (например, в случае образования в полостях почвы), так и новообразования, включающие почвенную массу; ЭПП гипсовой цементации всегда проходит с включением вмещающей массы. Как сегрегация, так и цементация гипса связаны с привнесом растворов грунтовыми водами — при внутрипрофильном перемещении гипса конкреционные формы образовываться не успевают из-за относительно малого количества гипса в породах и его высокой растворимости.

**Факторы.** Для того чтобы могли проявиться процессы гипсовой сегрегации и цементации, необходимо наличие близких к поверхности грунтовых вод с высоким содержанием сульфатов Са, а также аридный теплый климат, способствующий повышению температуры растворов грунтовых вод и соответственно быстрому осаждению гипса в условиях малого количества осадков. ЭПП гипсовой сегрегации и цементации наиболее характерны для почв геохимически почищенных ландшафтов пустынь, особенно часты гипсовые коры в Северной Африке. Сегрегация гипса может наблюдаться также и в менее аридных условиях — в зоне полупустынь и сухих степей (Розанов, 1983). В виде исключения аккумуляции гипса встречаются в сильно заболоченных почвах гумидных областей в условиях выхода или близкого залегания грунтовых вод, обогащенных сульфатами из отложений пермского возраста (Зайдельман, 1974).

**Взаимодействие с другими ЭПП.** Процессы гипсовой сегрегации и цементации связаны с водородной миграцией гипса. Практически всегда гипсовая сегрегация и цементация встречаются не в чистом виде, а в сочетании с кремниевой и карбонатной сегрегацией и цементацией.

### СОЛЕВАЯ ЦЕМЕНТАЦИЯ

*Это — процесс формирования коровых новообразований, отличающихся от вмещающей (подстилающей) массы повышенным содержанием легкорастворимых солей.*

**Диагностика.** Диагностическим признаком солевой цементации являются солевые коры — себкхи, представляющие собой сцементированные легкорастворимые солями плотные и относительно хрупкие горизонты, формирующиеся, как правило, на поверхности и состоящие из отдельных плотных глыб (Розанов, 1983).

**Механизм.** Солевая цементация связана с выпадением из растворов грунтовых вод легкорастворимых солей в результате сильного испарения. Чаще всего цементация происходит на поверхности почв, так как испаряющиеся солевые растворы поднимаются на поверхность по капиллярной сети, однако из-за разрыва капилляров солевая цементация может происходить и внутри почвенного профиля.

**Факторы.** Для процесса солевой цементации необходимы два условия: близкий уровень грунтовых сильнозасоленных вод и экстрааридный жаркий климат. Такие условия встречаются только в пустынях (Северная Африка, Калифорния, Атакама) (Розанов, 1983).

Взаимодействие с другими ЭПП. ЭПП солевой цементации являет собой крайнюю степень ЭПП засоления и связан только с ним и с процессом гидрогенного накопления легкорастворимых солей. Его следствием являются ЭПП солевых турбаций.

## *Глава IX*

### **ПРОЦЕССЫ ПОСТУПЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА НА ПОВЕРХНОСТЬ ПОЧВЫ И ЕГО ПОТЕРИ**

В составе этой группы объединены разнообразные по механизмам и проявлениям процессы привноса на поверхность почвы твердого (за исключением растительного опада), жидкого и газообразного вещества и уноса твердого и жидкого (растворенного) вещества с поверхности почвы водным и аэральным путем (ниже будем называть их ЭПП привноса-уноса вещества). Данные процессы не относятся к обязательным (облигатным) ЭПП, но они могут существенно влиять на их ход и на генезис многих почв, а для таких почв, как пойменные, пепловые вулканические, являются определяющими.

В полном объеме процессы привноса-уноса вещества не исследовались. Некоторые сведения об их механизмах, масштабах и распространении содержатся в геолого-геоморфологической литературе. С точки зрения почвообразования процесса привноса-уноса вещества впервые были рассмотрены С.С.Неуструевым (1926), который описал процессы выдувания, импультверизации и осоления (в поймах флювиальных водами). Вместе с тем явление роста почв путем "пылевого привноса" С.С.Неуструев считал не почвенным, а геологическим процессом. Более полно процессы привноса-уноса вещества рассмотрены В.А.Ковдой (1973). Им приведены данные о скоростях и географии ЭПП: эоловых, делювиальных, флювиальных и др. Однако роль этих процессов рассмотрена преимущественно с геохимических позиций, сами же процессы, их механизмы даны в основном как геологические. В ранге ЭПП Б.Г.Розановым (1983) выделены: отложение наилка (в пойме рек), привнос солей (в условиях сухого климата) и деструктивные процессы (эрозия и дефляция). С.Боул с соавторами (1977) на уровне "основных специфичных почвообразовательных процессов" выделяют поверхностную эрозию и кумуляцию (эоловое или водное накопление мелкозема). Однако И.П.Герасимов и С.В.Зонн (при-

мечание редакторов в кн.: Боул и др., 1977, с.120) считают, что кумуляция относится не к почвенным, а к геологическим процессам.

Специфичность процессов привноса–уноса вещества проявляется в том, что они действуют над поверхностью почвы до момента попадания материала в почву или с момента его отрыва от поверхности. Однако их диагностика проводится в основном путем изучения почвенного профиля, т.е. не по механизму, а по результату действия процесса. Так, процесс привноса наилокв на пойму обычно устанавливается не наблюдением выпадения взвеси из паводковых вод, а по строению профиля пойменных почв, его слоистости, по отличиям от профиля почв близлежащих внепойменных участков. Итак, обнаруживается двойственная сущность этих процессов: по механизму они являются геологическими, по результатам действия на почву выступают как ЭПП.

Большое значение для диагностики и выяснения сущности этих процессов (геологические или почвенные?) имеет их интенсивность (с к о р о с т ь ). При низких скоростях действие процессов остается незаметным, при очень высоких – происходит разрушение или погребение почвы. Так, в условиях слабого делювиального смыва профиль успевает восстановиться, признаки ЭПП смыва в профиле отсутствуют и необходимости в выделении этого процесса для объяснения генезиса данной почвы не возникает. Наоборот, при интенсивном смыве почва уничтожается полностью, т.е. процесс из почвообразовательного превращается в почворазрушающий, или геологический. Лишь при средних скоростях (величины скоростей будут приведены ниже), когда действие процесса выражено ясно, но профиль почвы не разрушается и не погребается, он может быть отнесен к ЭПП (почвы со смытыми верхними горизонтами, вулканические пелловые почвы).

Для обозначения процессов привноса – уноса вещества нами используются понятия и термины, принятые в геологии и географии. При этом разделение и группировка процессов приведены не только по особенностям их механизмов, но также по результату их проявления в почвенном профиле. Поэтому объединены процессы делювиального и флювиального привноса и разделены процессы привноса вулканической и золовой пыли. Объединены также процессы привноса солей в твердой и жидкой формах (их появления в почве идентичны), хотя, по существу, они различаются. Процессы уноса могут быть рассмотрены только для твердого вещества. Слабо исследованы процессы привноса и связывания (сорбции) в почве газообразных веществ.

### ПРИВНОС И УНОС ТВЕРДОГО ВЕЩЕСТВА

В эту основную подгруппу ЭПП привноса–уноса вещества включены процессы поступления на поверхность почвы и уноса твердого вещества (преимущественно мелкозема) воздушным и водным путем. Сюда могут быть отнесены также процессы, связанные со сползанием твердого материала по склону, если при этом почвенный профиль целиком не разрушается или не погребается.

*Привнос текучими водами – ЭПП поступления на поверхность почв мелкозема (иногда с примесью крупнозема), приносимого склоновым или паводковым стоком.*

Диагностика процесса производится наблюдением и измерением величины намыва или по строению почвенного профиля: увеличению мощности верхнего горизонта, формированию системы из нескольких горизонтов в виде намывного "перевернутого профиля" или растянутого профиля с переслоями в поймах, днищах балок и на конусах выноса, отличающегося от закономерно дифференцированных профилей фоновых почв.

**Механизм.** Во время схода талых или ливневых вод смытый мелкозем (иногда с крупноземом) оседает на поверхности почв в местах ослабления скорости водного потока: у подножия склонов или в понижениях микрорельефа (делювиальный привнос); на выходе русел временных водотоков на подчиненные элементы рельефа, где формируются конусы выноса (пролювиальный привнос); на поверхности пойм рек (аллювиальный привнос). В верхней части конусов выноса и рядом с руслом происходит отложение грубообломочных пород и песчанистого аллювия; скорость осадконакопления здесь высока и может превышать скорость почвообразования. На периферии конуса и в глубине поймы, где скорость осадконакопления невелика, откладывается мелкозем. В промежутках между паводками отложенный материал вовлекается в почвообразование и профиль почв нарастает вверх.

**География.** Делювиальный намыв характерен для почв склонов умеренной крутизны субгумидных и гумидных равнинных территорий. В горных и аридных регионах преимущественно развиты пролювиальные и коллювиальные процессы, а также процессы накопления грубообломочных делювиальных шлейфов за счет слияния нескольких конусов выноса. Аллювиальный привнос преимущественно осуществляется в хорошо развитых и широких поймах и межгорных долинах.

Процесс сочетается с ЭПП смыва текучими водами и с ЭПП привноса растворенного вещества. Интенсивность его проявления зависит от ЭПП внутрипочвенного выветривания и гумусообразования, так как источником материала часто служат смытые горизонты почв.

**Скорость.** Средние скорости накопления пойменного аллювия, например Оки и Верхнего Дона, составляют 5–10 см/100 лет (Гласко, Фоломеев, 1981). При подобных скоростях почвообразование успевает в значительной степени перерабатывать наилки и формировать профиль с четко выраженными признаками почвообразования. В последние 200–300 лет скорость накопления пойменного аллювия здесь 30–50 см, реже до 100 см/100 лет. При таких скоростях признаки почвообразования выражены очень слабо. Значительные вековые изменения скорости процессов намыва вызывают неустойчивое состояние генетического профиля почв.

*Смыв делювиальный и флювиальный – ЭПП удаления мелкозема с поверхности почвы склоновым плоскостным или струйчатым смывом, а также паводковыми водами.*

Диагностика делювиального смыва проводится как непосредственным наблюдением и измерением смыва, так и по изменению строения почвенного профиля (смытые почвы). Диагностика флювиального смыва затруднена.

**Механизм и факторы.** Делювиальный смыв развивается на склонах крутизной  $> 1^\circ$ , сложенных рыхлыми отложениями, при стекании

атмосферных осадков. Движущаяся по поверхности почвы вода обладает "живой" силой, зависящей от количества осадков, крутизны склона и характера растительного покрова. В периоды плоскостного или струйчатого стока вода захватывает частицы мелкозема, иногда крупнозем, унося их вниз по склону. Флювиальный смыв почв не исследован.

**География.** Делювиальный смыв развивается на склонах всех геоморфологических уровней: водоразделов, террас, пойм. Наиболее характерен он для субгумидных и гумидных равнинных территорий, где преобладают склоны умеренной крутизны, сложенные мелкоземистыми отложениями. В горных и аридных регионах больше развиты процессы линейной эрозии и осыпания, а на крутых склонах со скальным основанием — **д е р а з и я**, т.е. процесс смыывания мелкозема и крупнозема с поверхности почвы до подстилающих, нередко скальных пород.

**Скорость.** При медленном делювиальном смыве мелкозема ( $< 1$  см/100 лет) возможно сохранение генетического профиля автономных почв за счет его углубления в толщу почвообразующей породы. При большей скорости смыва формируются почвы с укороченным профилем и с наложением верхних горизонтов профиля на нижние, а при интенсивном смыве ( $> 20$  см/100 лет) — почвы с примитивным профилем А—С.

Процесс смыва сочетается с ЭПП привноса вещества на поверхность почвы текучими водами, с которым он связан как поставщик материала. Процесс смыва имеет отрицательную связь с процессами оструктурирования и гумусонакопления и положительную — с процессами элювиальной миграции и выщелачивания (мощность элювиальной толщи и глубина выщелоченности при смыве уменьшаются, но интенсивность этих ЭПП усиливается). При равномерном смыве возможно достижение состояния устойчивого равновесия на стадии омоложенной почвы. Однако в большинстве случаев скорость смыва непостоянна, что вызывает неустойчивое состояние почвенного профиля.

*Эоловый привнос мелкозема — ЭПП азрального привноса мелкозема на поверхность почвы.*

**Диагностика.** Производится непосредственным наблюдением и измерением количества выпадающего мелкозема, а также по характеру строения почвенного профиля и по химико-минералогическому составу принесенного материала.

**Механизм.** Твердые частицы (мелкозем) из районов выдувания переносятся местными или общециркуляционными ветрами (местный или дальний, глобальный, эоловый перенос) и выпадают на поверхность почвы в результате ослабления скорости ветра или с атмосферными осадками. Накопление мелкозема более интенсивно протекает на участках с густым растительным покровом и в понижениях рельефа, а также в ветровой тени вблизи препятствий на пути ветра. Дальний перенос обуславливает накопление более тонких частиц и на больших площадях, при местном переносе образуются мощные локальные аккумуляции.

**География.** Процесс площадного накопления эоловой пыли наиболее характерен для территории с семиаридным климатом. Локальному перевеванию и аккумуляции в микропонижениях здесь способствуют процессы засоления—осолонцевания на микроповышениях и деятельность землероев, нарушающих растительный покров (Роде, Польский, 1961).



Процесс связан с ЭПП выдувания мелкозема и корразии. При этом выдувание мелкозема в основном происходит в аридных регионах, а его выпадение – на окружающих семиаридных территориях. Нередко эоловому привносу мелкозема сопутствует процесс воздушного поступления легкорастворимых солей, гипса и карбонатов. ЭПП эолового привноса тормозит процессы выщелачивания, элювиально-иллювиальной миграции.

**Скорость.** По литературным данным (Герасимов, 1962; Величко, 1973; Кесь, Федорович, 1976), при средней скорости накопления эоловых отложений менее 2–3 см/100 лет материал полностью вовлекается в почвообразование, а при высоких скоростях (более 10 см/100 лет) признаки почвообразования выражены слабо.

*Импульверизация солей* (в твердой и жидкой форме) – ЭПП аэриального поступления легкорастворимых солей, гипса, карбонатов на поверхность почвы.

**Механизм:** сходный с ЭПП эолового привноса мелкозема. Соли на поверхность почв в основном поступают в растворенной форме с атмосферными осадками. Источником солей служат развеваемые солончаки, засоленные почвы аридных регионов, побережий морей и соленых озер, обнажения соленосных пород.

**География.** Эоловое поступление солей характерно не столько для аридной зоны, где мало атмосферных осадков, сколько для семиаридных и гумидных территорий. Однако соли здесь вымываются из почвы и засоления не происходит. В аридной зоне в целом эоловый вынос солей превышает их эоловое накопление (Орлова, 1983), однако в оазисах, расположенных вблизи очагов развевания, проявления импульверизации солей выражены в максимальной степени. Процесс сочетается с ЭПП эолового привноса мелкозема, выдувания солей с поверхности почвы, а также с ЭПП засоления почв.

**Скорость.** В среднем за год на 1 км<sup>2</sup> суши выпадает от 2 до 20 т легкорастворимых продуктов; в полупустынях Заволжья ежегодное поступление солей составляет 47 т/км<sup>2</sup>; нитратов и аммиака с дождем выпадает  $\geq 1,7$  т/км<sup>2</sup> в год (Ковда, 1973). Также отмечается увеличение скорости процесса в последние столетия.

*Выдувание мелкозема и солей* – ЭПП удаления частиц мелкозема и солей с поверхности почвы аэральным путем.

**Механизм.** Процесс развивается, когда сила ветрового потока превышает силы сцепления между частицами мелкозема. Прочность связи частиц определяется оструктуренностью, гумусным состоянием и сложением почвы, наличием бронирующих слоев (пены, щебнисто-галечные покровы) и особенно защищающим воздействием растительного покрова. Перенесенные ветром частицы переоткладываются на окружающих территориях (местный перенос) или с общециркуляционными воздушными потоками включаются в глобальный эоловый перенос. С поверхности солончаков в большом количестве выносятся легкорастворимые соли, с поверхности карбонатных почв – мелкозем с примесью углесолей.

С ЭПП выдувания мелкозема связан процесс песчаной и снежной корразии – разрушение поверхности почвы под воздействием ветро-песчаного или снежного потока. Можно выделить корразию: а) мелкозема – влекаемые ветром вдоль обнаженной поверхности почвы песчинки (крис-

таллы снега) ударяют по частицам мелкозема и отрывают их от поверхности; оторванные частицы уносятся ветром (местным или общециркуляционным); б) крупнозема – сталкиваясь с лежащим на поверхности почвы крупноземом, песчинки (кристаллы снега) откалывают от него мелкие частицы, которые также уносятся ветром.

**География.** Процесс выдувания мелкозема и солей наиболее распространен в аридных регионах. При этом для щебнистых и гравелистых почв характерно плоскостное (площадное) выдувание (гаммады, реги), приводящее к образованию гравелисто-галечных покровов, препятствующих дальнейшему интенсивному выдуванию. На мелкоземистых почвах развивается очаговое (котловинное) выдувание, вызывающее разрушение почв. Процесс выдувания мелкозема характерен и для засоленных почв, особенно для пухлых солончаков, верхние горизонты которых имеют малую связность. Процесс корразии развивается в основном в аридных районах, где поверхность почвы наиболее обнажена; снежная корразия – в районах с холодными малоснежными зимами.

Процесс выдувания сочетается с ЭПП золотого привноса мелкозема и солей. Выдуванию способствуют процессы элювиирования, дегумификации, дегградации структуры, нарушения естественного сложения почв.

Скорость процесса при плоскостном выдувании может достигать 3 см/год (Тимофеев, 1980). При длительном действии процесса с такой скоростью почва разрушается; сохранение ее профиля возможно при средней скорости золотого выноса менее 2 см/100 лет.

Скорость золотого выноса солей с поверхности солончаков аридных территорий составляет 4–7 т/км<sup>2</sup> в год (Орлова, 1983).

*Привнос вулканического пепла – ЭПП азрального поступления на поверхность почвы вулканического пепла* (синоним – вулканическая пыль).

**Д и а г н о с т и к а** процесса производится непосредственным наблюдением пеплопада, морфологическим и химико-минералогическим исследованиями свежевывающего пепла и профиля почв. Для вулканических почв характерны слоистость профиля, малый объемный вес, высокое содержание свежего вулканического стекла, большое количество аморфного вещества (аллофанов).

**М е х а н и з м.** Вулканический пепел, представляющий собой мелкие частицы лавы, обломки отдельных минералов, реже частицы чуждых пород, оторванные от стенок выводного канала, выбрасывается в атмосферу во время извержений, переносится по направлению воздушного потока и оседает на поверхность почвы в зоне снижения скорости ветра или с атмосферными осадками. При особенно крупных извержениях вулканическая пыль может распространяться над всей поверхностью Земли. Однако преобладают извержения средней и малой силы (радиус пеплопада < 100 км). Но именно они, при неоднократном повторении, оказывают наиболее существенное воздействие на почвообразование. В непосредственной близости от вулкана отлагаются крупные частицы пепла, нередко с примесью лапилли и вулканических бомб; причем отложение материала идет с высокой скоростью. Формируются мощные слоистые толщи пепловых отложений, иногда с погребенными слаборазвитыми почвами. При удалении от вулкана интенсивность и количество пеплопадов уменьшаются, пепел полностью вовлекается в почвообразование и поверх-

ность почвы периодически, во время пеплопадов, нарастает вверх. Формируется слоистая охристая вулканическая почва.

**География.** Процесс распространен в областях современного вулканизма, в основном в Тихоокеанском регионе. Процесс привноса пеплов происходит одновременно с привносом вещества в газообразной форме (эруптивные и фумарольные газы). Он ослабляет ЭПП выщелачивания, элювиально-иллювиальной миграции, усиливает ЭПП аккумуляции гумуса и оструктурирования, резко изменяет состав и свойства почв, а также способствует интенсификации процессов внутрипочвенного выветривания.

**Скорость.** Пепловый материал полностью вовлекается в почвообразование при средних скоростях пеплопада не более 2–5 см/100 лет. При более высокой скорости формируются толщи пеплов, включающие серии погребенных почв или слабо затронутые почвообразованием.

*Солифлюкция – ЭПП стекания почвенной массы, перенасыщенной водой, и накопления ее на поверхности почвы ниже по склону.*

**Механизм.** При перенасыщении почвы водой понижается внутреннее трение между частицами и увеличивается удельный вес почвы. В результате на склонах крутизной более 3° происходит медленное пластично-вязкое стекание почвенной массы вниз по склону. Этому способствуют мерзлотные деформации и наличие подстилающего мерзлого слоя (конжелифлюкция – солифлюкция мерзлотных областей). При потере воды и препятствии стекающий материал оседает на поверхности почвы.

**Диагностика** процесса производится по характерному солифлюкционному рельефу (валы, солифлюкционные террасы и др.) и по строению профиля – волнистый переслой почвенных горизонтов.

**География.** Солифлюкция характерна для суглинистых и глинистых почв гумидных и особенно мерзлотных областей.

**Скорость** процесса составляет метры в год, а при "быстрой солифлюкции" достигает десятков метров в сутки.

*Антропогенный привнос твердого вещества – ЭПП поступления твердого вещества, связанные с деятельностью человека.* Отличаются от природных по составу вещества и по механизмам привноса (индустриально-транспортная пыль, отходы хозяйственной деятельности человека, мелиоративно-иригационные аккумуляции).

**Механизм.** Хозяйственная деятельность человека приводит как к усилению природных процессов привноса–уноса вещества на поверхности почвы (см. выше), так и к появлению новых процессов, ранее в природе не наблюдавшихся: а) выбросы в атмосферу и оседание на поверхности почвы промышленных, топливных и транспортных пыли и дыма; б) поступление на поверхность почвы строительных материалов, мусора, отходов производства и горных выработок (в том числе антропогенной пыли и дыма), значительно отличающихся от природных отложений по составу; в) формирование постепенно нарастающих вверх агроиригационных почв, почв плагген и др. Кроме того, в почву вносятся удобрения, пестициды и другие вещества, существенно изменяющие ее физико-химические свойства, биопродуктивность и биологическую активность.

*ЭПП антропогенного (техногенного) уноса вещества с поверхности почвы, если не уничтожают почву, то по результату могут быть аналогичны природному ЭПП смыва.*

## ПРИВНОС И УНОС РАСТВОРЕННОГО ВЕЩЕСТВА

*Привнос растворенного вещества – ЭПП привноса вещества в жидкой форме на поверхность почвы с флювиальными, морскими и озерными водами, атмосферными осадками и антропогенным путем.* В результате исследования флювиальных явлений С.С.Неуструевым (1926) был выделен процесс осоления, развивающийся в поймах среднеазиатских рек. Он заключается в том, что соли, вынесенные паводковыми водами из прирусловой части поймы, где течение воды быстрое, накапливаются на более удаленных участках, где скорость течения замедляется. Также на поверхность пойменных почв возможен привнос растворенного органического вещества преимущественно из болот.

*Диагностика* процесса производится прямым наблюдением состава растворенных веществ в поступающих водах, изменения состава почвенного раствора после паводка, по характеру строения профиля (солончак) и по отклонениям в химическом составе почв.

Процесс связан с ЭПП выноса растворенного вещества, поступления твердого вещества на поверхность почвы с текучими водами и др.

Привнос растворенного вещества на поверхность почвы с приливо-нагонными и трансгрессионными морскими и озерными водами развивается на побережьях морей и соленых озер. По проявлениям он сходен с процессом привноса растворенного вещества с флювиальными водами и атмосферными осадками и сочетается с процессом привноса твердого вещества на поверхность почвы и его уноса.

Антропогенный привнос растворенного вещества на поверхность почвы связан с индустриальными, транспортными, коммунальными, ирригационными и другими водами и стоками. Привнос ирригационными водами по механизмам и проявлениям сходен с природным процессом поступления с флювиальными водами. Коммунальные и индустриальные воды резко отличаются от природных по составу растворенных веществ; они, как правило, вызывают загрязнение и отравление почв. Специфические изменения почв возникают при поступлении на их поверхность таких жидкостей, как нефть и ее производные (Солнцева, 1981).

*Вынос растворенного вещества – ЭПП выноса вещества в растворенной форме с поверхности почв поймы и конусов выноса флювиальными водами.* Развивается в прирусловых частях поймы, во внутренних частях конусов выноса. Вымытые растворенные соли и другие вещества накапливаются в стороне от водотоков.

## ПРИВНОС И СОРБЦИЯ В ПОЧВЕ ГАЗООБРАЗНЫХ ВЕЩЕСТВ

Ниже рассмотрены лишь случаи воздействия на почву газов, существенно отличающихся по составу от обычных атмосферных, так как выделение и сорбция почвой обычных газов есть нормальное функционирование почвы.

*ЭПП привноса и сорбции вулканических и других глубинных газов* происходит периодически во время извержений вулканов (эруптивные газы) или относительно постоянно в зоне воздействия фумарол (фумарольные газы). Вулканические и другие газы могут поступать в почвы также из глубины, "фильтруясь" через пористые породы.

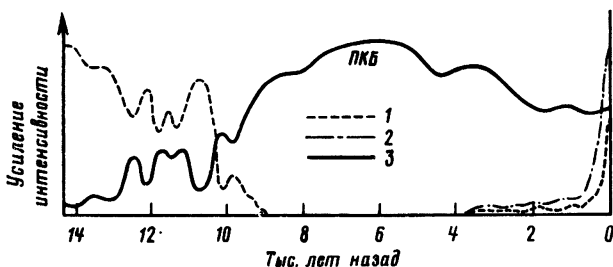


Рис. 11. Изменения интенсивности денудационно-аккумулятивных процессов в голоцене и позднем плейстоцене

1 — интенсивность склоновых, флювиальных и эоловых процессов; 2 — интенсивность антропогенных воздействий на почву; 3 — изменение потенциала климата и биоты (ПКБ)

ЭПП привноса и сорбции антропогенных газов связан с привносом на поверхность почвы и сорбцией транспортных (выхлопных и др.), промышленных и других газообразных веществ, являющихся продуктами хозяйственной деятельности человека.

В заключение следует обратить внимание на то, что скорость всех описанных выше процессов привноса — уноса вещества в коротких временных интервалах (соизмеримых с темпами функционирования почв) непостоянна и имеет пульсационный характер. Вместе с тем их вековые и многовековые скорости во многих случаях относительно равномерны. Этим определяется постоянное обособление и изменение генетического профиля почв, испытывающих воздействие процессов привноса — уноса вещества.

Интенсивность большинства процессов привноса—уноса вещества на поверхность почвы в настоящее время увеличилась в связи с антропогенным воздействием (кроме вулканической пыли и газов) (рис. 11). Особенно резко усилились делювиальные, пролювиальные и эоловые процессы. В сухостепной зоне эоловые процессы нередко принимают катастрофические размеры. Существенное усиление эолового привноса пыли отмечается и в промышленно развитых районах лесной зоны, где в прошлом сплошной растительный покров препятствовал развитию всех ЭПП привноса—уноса вещества. В течение последних 500—600 лет также резко усилилось накопление пойменных отложений в центре Русской равнины (Гласко, Фоломеев, 1981) (рис. 12). В результате антропогенного увеличения скорости процессов они на больших площадях переходят из ЭПП в разряд геологических.

Итак, современную интенсивность процессов нельзя экстраполировать на все время развития современных почв. Основная часть этого времени, охватывающая ранний, средний и значительную часть позднего голоцена, начиная с 10 тыс. и до 1—0,5 тыс. л. н., характеризовалась практически сплошным развитием растительного покрова и несущественным развитием указанных процессов. Можно выделить лишь районы древнего земледельческого освоения на Кавказе, Юго-Западной Украине и в Молдове (трипольская культура, античное Причерноморье и другие земледельческие культуры), где указанные процессы могли быть антропогенно

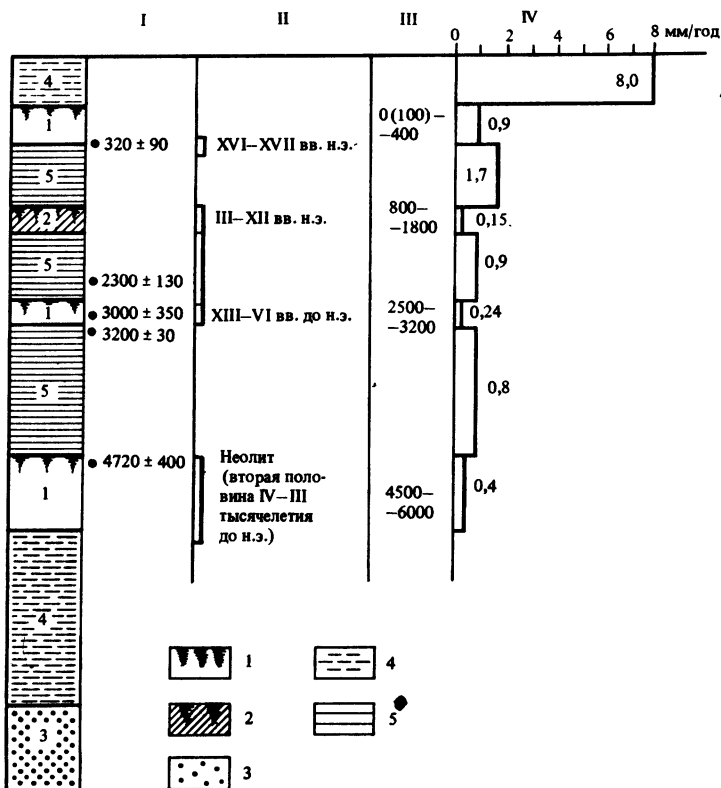


Рис. 12. Стратиграфия и скорость накопления аллювия поймы р. Оки (Старая Рязань)

Датировки: I — радиоуглеродные, II — археологические, III — возраст почв, лет назад; IV — скорость осадконакопления, мм/год. Погребенные почвы: 1 — пойменная луговая, 2 — серая лесная; зоны накопления осадков в пойме: 3 — русловая, 4 — приречная, 5 — внутренняя

усилены уже несколько тысячелетий назад. Однако и в этих районах антропогенные воздействия в прошлом в основном имели эпизодический и очаговый (локальный) характер и только в настоящее время стали повсеместными и постоянными.

Процессы привноса—уноса вещества в значительной степени определяют эрозионно-аккумулятивную изменчивость почв (смыв—намыв, погребение почв, другие механические их нарушения), могут способствовать увеличению устойчивости генетического профиля почв (пойменный, вулканический привнос). Однако пульсационный характер этих процессов определяет неустойчивость лабильных свойств (изменчивость функционирования) почв, испытывающих воздействие этих ЭПП.

## ОПЫТ ДИАГНОСТИКИ НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП ПОЧВ НА ОСНОВЕ КОНЦЕПЦИИ ЭПП

В этой главе сделана попытка охарактеризовать некоторые широко распространенные генетические общности почв с помощью определенных наборов ЭПП и результатов их проявления. Выбраны преимущественно почвы, которые хорошо известны на территории страны и давно исследуются. Для определения роли того или иного ЭПП в формировании рассматриваемой группы почв, его "вклада" в создание генеральных и второстепенных свойств профиля оказалось необходимым условно оценить ЭПП по предполагаемой "важности" их участия в почвообразовании: ведущие, сопряженные, фоновые, необязательные, отсутствующие. Подобная оценка сделана на основании того многолетнего опыта генетического разделения, систематики и классификации почв, который существует в отечественном почвоведении и одним из вариантов которого является легенда "Почвенной карты мира", составленной М.А. Глазовской и В.М. Фридландом (1982).

Генетическая оценка ЭПП не преследовала цели определить таксономическую и классификационную значимость тех или иных ЭПП рассматриваемых генетических групп и подгрупп почв. Это совсем другая задача, достаточно сложная, и авторы не ставили ее в этом исследовании. Нашей задачей являлось выяснение "процессной" логики существующего генетического разделения почв на примере легенд двух карт мира: М.А. Глазовской и В.М. Фридланда и ФАО-ЮНЕСКО масштаба 1:1 000 000 (1988).

Итак, вернемся к предлагаемой нами, несомненно условной и "экспертной" оценочной шкале генетической роли тех или иных ЭПП в формировании выбранных групп почв.

*Ведущие ЭПП* — создают основные диагностические свойства (или горизонты, серию горизонтов) данной группы почв, являясь общими для всей группы. В то же время, по-видимому, и внутреннее генетическое разделение некоторых групп на подгруппы (типы, подтипы?) также может быть обусловлено теми или иными ведущими ЭПП, которые в этом случае выступают как "дополнительные". В такой двойственной роли ведущих ЭПП есть логическая непоследовательность; по существу, это два разных генетических "ранга". Причинами ее могут быть: неправильность произведенной нами оценки данного ЭПП как ведущего, но "дополнительного" — на самом деле ранг менее значим; некорректность существующего разделения почв на крупные генетические группы, а именно подгруппы со своим "дополнительным" ведущим ЭПП, возможно, должны выделяться как самостоятельные группы. Может быть и другая ситуация: ведущие ЭПП имеют разное таксономическое значение, они могут давать как более, так и менее крупные общности почв, когда речь идет о достаточно высоких генетических уровнях разделения. То есть, вполне возможно, что логика соблюдена, но судить об этом можно только при

наличии процессного анализа для всех крупных генетических общностей почв мира. Пока такого материала нет и вопрос о ранге ведущих ЭПП (один он, два или более) в разделении почв на высоких генетических уровнях (тип, подтип? и выше) остается открытым.

*Сопряженные ЭПП* — это процессы-"спутники" ведущих ЭПП, определяющие степень проявления последних (как весь набор ЭПП метаморфизма органического вещества и др.) и (или) появляющиеся как обязательное следствие данного ведущего ЭПП, формирующие свои специфические свойства (например, ведущий ЭПП гумификации — сопряженный ЭПП биогенного оструктурирования). Отсутствие или снижение активности определенного ведущего ЭПП ведет к невозможности проявления или к затуханию соответствующего сопряженного ЭПП.

*Фоновые ЭПП* — это обязательные процессы для той или иной общности почв, обусловленные главным образом макробиоклиматическими и литологическими условиями их формирования. Эти ЭПП проявляются до образования рассматриваемой общности почв и (или) входят обязательным звеном в текущее их функционирование. Они создают определенный тип геохимической обстановки в почвенном профиле, т.е. условия для появления определенных наборов ведущих и сопряженных ЭПП в каждой данной генетической группе почв. Например, фоновыми ЭПП для групп сиаллитных кислых текстурно-дифференцированных (подзолистых) почв и подзолов являются расщепление, выщелачивание карбонатов и др.

*Необязательные (возможные, вероятные) ЭПП* — могут проявляться в определяемой другими ЭПП обстановке почвенного профиля, но могут и отсутствовать. Если ЭПП этого ранга и действуют, то степень их проявления слабая и формируемые ими признаки являются второстепенными, недиагностическими для почвенного профиля. Такими ЭПП, например, могут являться локальные и слабые зоотурбации для большинства низкотемпературных почв бореальных областей, в частности для мерзлотных почв.

*Отсутствующие ЭПП* — по существу, они "запрещены" в каждой данной группе почв в связи с тем, что в профиле этих почв действуют другие ЭПП, не создающие условий для их возникновения. Например, глеевая миграция Fe и Mn полностью исключается для почв субэдральных условий формирования с такими ведущими ЭПП, как гумификация, биогенное оструктурирование и т.д., которые не дают проявиться группе ЭПП оглеения.

Выше упоминалось, что нами сделана попытка придать диагностическое значение также и степени проявления (сильная, средняя, слабая) ведущих, сопряженных и фоновых ЭПП. Это, как и оценочная "шкала" ЭПП, сделано на экспертном уровне, т.е. достаточно условно.

## ПОДЗОЛЫ

Подзолами называются почвы с профилем O—A—EL—Bhf—C (в классификации СССР) или с профилем O—(A)—Bhf—C (в классификации ФАО-ЮНЕСКО). Они чрезвычайно широко распространены в мире — от тундры до тропиков. Для их формирования необходимы гумидный (или семигумидный) климат и легкие или сильнощебнистые почвообразующие



Наименование почвенных групп в легендах карт Мира		Группы ЭПП		Метаморфизм органического вещества									
		ЭПП		Поступление органических остатков		Трансформация		Минерализация					
		поверхностное	внутрипочвенное	биотенная	криотенная	Гумификация органических остатков гумуса	Гумусовая минерализация	Иммобилизация гумусовых веществ					
FAO UNESCO, 1988	Глазовская, Фридланд, 1982												
Gelic Podzols	Подзолы железисто-гумусовые мерлотные	■	—	■	△	△	+	△	▲	△	△	△	△
Haplic Podzols	Подзолы железисто-гумусовые, часто торфянистые	■	—	■	+	△	+	△	▲	△	▲	△	△
Ferric Podzols	Подзолы железистые	■	+	■	—	△	△	▲	▲	△	△	+	—
Gleyic Podzols	Подзолы грунтово-глеевые субтропические и тропические	■	△	■	—	▲	▲	▲	■	▲	▲	▲	▲
	Вне субтропиков и тропиков не выделяются	■	+	■	—	△	+	△	■	▲	▲	▲	▲
Carbic Podzols	Не выделяются	■	—	■	—	△	+	△	■	▲	▲	▲	▲
Cambic Podzols	Подбуры	■	+	■	+	△	+	△	▲	▲	▲	△	△

Рис. 13. ЭПП группы подзолов

Условные обозначения к рис. 13–18: ведущие ЭПП и степень их проявления: 1 — сильная, 2 — средняя, 3 — слабая; сопряженные ЭПП и степень их проявления: 4 — сильная, 5 — средняя, 6 — слабая; фоновые ЭПП и степень их проявления: 7 — сильная, 8 — средняя, 9 — слабая; 10 — необязательные ЭПП; 11 — иногда проявляющиеся ЭПП; 12 — отсутствующие ЭПП

породы, мезоморфные или полугидроморфные условия. Морфология, химические свойства, распространение подзолов очень подробно описаны в литературе. Задачами данной работы являются: составление "ЭПП-портрета" почв, относимых к подзолам, проверка действенности концепции ЭПП в разделении группы подзолов на разности для легенд двух упомянутых выше почвенных карт мира и, наоборот, проверка правиль-

Метаморфизм минерального вещества	Оструктурирование почвенной массы		Педотурбация	Миграция вещества							Огление почвенной массы		Сегрегация-цементация	Привнос вещества				
	Дежитерация	Трансформация глинистых минералов		Разрушение силикатов	коагуляционное	биогенное	абиогенные (криогенные)	биогенные	солевая	кальциевая	Десиликация	Al-Fe-гумусовая		глевая (Fe, Mn)	Лессиваж	собственно	пачинское	окислительная
+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	△	-	○	○	+ -	■	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -
+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	○	○	+ -	■	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	+ -	-	+ -
+ -	+ -	+ -	-	+ -	-	+ -	○	○	+ -	■	-	+ -	-	-	-	-	-	-
-	+ -	-	△	△	-	+ -	○	○	-	■	△	-	△	+ -	△	△	-	△
-	+ -	-	△	+ -	+ -	+ -	○	○	-	■	△	-	△	+ -	△	△	-	△
+ -	+ -	+ -	△	+ -	+ -	+ -	○	○	+ -	■	+ -	+ -	-	-	+ -	-	-	+ -
+ -	+ -	+ -	△	+ -	+ -	+ -	○	○	+ -	■	-	+ -	-	-	-	-	-	+ -

- 1
- 2
- 3
- ▲ 4
- ▲ 5
- △ 6
- 7
- 8
- 9
- + 10
- + 11
- 12

ности выделения ЭПП авторами монографии для генетического анализа различных типов почв.

Генетический (процессный) анализ подзолов, по-разному разделяемых в двух легендах к мировым почвенным картам, представлен на рис. 13. Он требует комментариев.

Одним из основных процессов формирования подзолов является поступление растительных и животных остатков на поверхность почвы, что характерно для многих типов лесов и некоторых типов тундр. Биологическая трансформация остатков, их минерализация, а также гумификация в подзолах не столь активны (за исключением грунтово-глевых тропических подзолов), в связи с чем на поверхности накапливается горизонт подстилки, в переувлажненных разностях — оторфованной. Процесс

гумификации приводит к образованию подвижных органо-минеральных комплексов с различным, в зависимости от условий увлажнения и почвообразующих пород, соотношением Fe, Al и C: чем влажнее, тем выше доля C. В некоторых разностях (южная тайга, лесостепь, тропики) часть органических остатков поступает не на поверхность, а внутрь верхних горизонтов с корневым опадом, а также часть остатков в не-трансформированном виде затаскивается мезофауной — все это приводит к гумификации в верхних горизонтах минеральной части почв и к формированию гумусовых мюллеровых горизонтов. Основная часть образованного гумуса мигрирует в виде упомянутых выше органо-минеральных комплексов и осаждается в минеральном горизонте Bhf (он может обозначаться в зависимости от соотношения Fe и C как Bhf, Vf и Bh). Образование же комплексов происходит как в подстилке, которая содержит Fe и Al, так и в подподстилочном горизонте. Здесь органические кислот в зависимости от субстрата могут оказывать различное действие.

На щебнистых субстратах, богатых выветриваемыми первичными минералами, может происходить разрушение силикатов, трансформации глинистых минералов и соответственно десиликация. На субстратах с преобладанием кварца (песках, кислых щебнистых породах) метаморфизм минерального вещества затруднен и действие органических кислот приводит к снятию пленок аморфных форм Fe с кварцевых зерен, в результате чего и образуются горизонты EL.

Еще двумя обязательными, но не ведущими, а "фоновыми" ЭПП в подзолах являются выщелачивание (кальциевая миграция) и вынос солей (солевая миграция) за пределы профиля. Они приводят к ненасыщенности ППК и к кислым значениям реакции среды, несмотря на то, что с атмосферными осадками в профиль подзолов поступает некоторое количество соединений Ca и легкорастворимых солей.

Целый ряд ЭПП обуславливает различия подзолов внутри групп: криогенная трансформация органических остатков и абиогенные (криогенные) турбации в мерзлотных подзолах, повышенная минерализация гумуса, приводящая к малому содержанию C в горизонте В железистых подзолов, оглеение и глеевая миграция, а также привнос растворенных органо-минеральных соединений из грунтовых и внутрипочвенных вод и окислительная сегрегация и цементация в глеевых разностях подзолов, биогенное и коагуляционное оструктуривание в субтропических и тропических подзолах. Многие ЭПП, не являясь облигатными, встречаются в некоторых профилях подзолов, что связано с особенностями почвообразующих пород (например, лессиваж может быть выражен на суглинисто-щебнистых субстратах и не выражен на кварцевых песках), а также с локальными особенностями (например, многие мерзлотные подзолы Дальнего Востока испытывают привнос вулканического пепла Камчатки, а во многих лесных подзолах сохраняются отчетливые признаки, связанные с турбациями, обусловленными вывалами деревьев).

Таким образом, полученные "ЭПП-портреты" различных подзолов показывают, что концепция ЭПП оказалась действенной в характеристике и разделении почв, относимых к этой группе: принципиальный набор ЭПП оказался сходным и каждая разность подзолов имеет один или несколько ЭПП, отличающих ее от других. Такой анализ выявил и некоторые

недостатки рассматриваемых легенд мировых почвенных карт. В легенде ФАО—ЮНЕСКО к глеевым подзолам относятся подзолы с глеевыми признаками, независимо от ландшафтной зоны, где они расположены. Наш анализ показал, что в тропических и субтропических условиях грунтово-глеевые подзолы отличаются повышенной напряженностью процессов преобразования органического вещества и биогенного оструктурирования, что дает право отделить эти почвы от глеевых подзолов, например, бореального пояса. В легенде к карте М.А. Глазовской и В.М. Фридланда почвы с наличием горизонта Bhf и отсутствием горизонта EL отнесены к подбурам, которые помещены в другую, нежели подзолы, генетическую группу. Наш анализ ЭПП, которые формируют все подзолы (Cambic Podzols в номенклатуре ФАО), показал: 1) подтверждается вывод о том, что подбуры и подзолы формируются принципиально одинаковым набором ЭПП; в этом случае необходимо определить, что является более главным для решения классификационных вопросов — горизонтное строение профиля или набор формирующих почву процессов. Нам представляется, что характер и состав ЭПП важнее, и поэтому подбуры при составлении классификаций и легенд карт целесообразно относить в ту же группу почв, что и подзолы; 2) для решения "тонких" генетико-классификационных вопросов, возможно, потребуется внесение дополнительных ЭПП или модификаций ЭПП (в данном случае ЭПП кислотного растворения аморфных соединений Fe) при рассмотрении конкретных случаев.

#### ПОДЗОЛИСТЫЕ И СЕРЫЕ ЛЕСНЫЕ ПОЧВЫ

Подзолистыми почвами (подзолювисолями) называются почвы с профилем O(A)—EL—ELB—Bt—C, а серыми лесными (грейземами) — с профилем A—EL—(ELB)—Bt—C. Они распространены в бореальном и суббореальном поясах в условиях гумидного климата и свободного и затрудненного дренажа (подзолистые почвы), а также в условиях семигумидного климата и свободного дренажа (серые лесные) на суглинистых и глинистых почвообразующих породах. Морфологические и химические свойства подзолистых и серых лесных почв подробно описаны в литературе; на их происхождение имеется несколько точек зрения.

Генетический (процессный) анализ подзолистых и серых лесных почв представлен на рис. 14. К нему также необходимы некоторые пояснения.

Прежде всего определенные трудности имеются при сравнении и синонимизации таксонов этих почв в двух разных легендах. С серыми лесными почвами, которые практически идентичны выделяемым в легенде ФАО-ЮНЕСКО грейземам, трудностей не возникает. Мерзлотных подзолистых почв, аналогичных Gelic Podzoluvisols в классификации ФАО-ЮНЕСКО, в легенде карты М.А. Глазовской — В.М. Фридланда не выделено. Подзолистые торфянисто-глеевые полугидроморфные текстурно-дифференцированные почвы аналогизированы с Gleyic Podzoluvisols — почвами с признаками оглеения, выраженными в изменениях окраски, окислительно-восстановительного потенциала и пр., а глее-подзолистые почвы с временным переувлажнением верхних горизонтов, но без явных признаков оглеения (цветовых) в большей степени сходны с почвами

Наименование почвенных групп в легендах карт Мира	Группы ЭПП	Метаморфизм органического вещества							Метаморфизм минерального вещества					
		ЭПП				Минерализация	Гумусовая миграция	Иммобилизация гумусовых веществ	Дежитация	Глинообразование	Трансформация глинистых минералов	Разрушение силикатов		
		Поступление органических остатков		Трансформация									Гумификация	органических остатков
FAO-UNESCO, 1988	Глазовская, Фриланд, 1982	поверхностное	внутрипочвенное	биогенная	критогенная	Гумификация	органических остатков	гумуса	Гумусовая миграция	Иммобилизация гумусовых веществ	Дежитация	Глинообразование		
Gelic Podzoluvisols	Не выделяются	■	—	□	△	△	+	+	▲	+	+	+	▲	■
Gleyic Podzoluvisols	Подзолистые торфянисто-глеевые	■	—	□	+	△	+	+	▲	+	+	+	▲	■
Stagnic Podzoluvisols	Глееподзолистые, часто торфянистые	■	—	□	+	△	+	+	▲	△	+	+	▲	■
Dystric Podzoluvisols	Подзолистые типичные	■	—	□	+	△	△	△	△	+	+	+	▲	■
Eutric Podzoluvisols	Дерново-подзолистые	■	□	■	+	■	△	△	△	+	+	+	▲	■
Haplic Greyzems	Серые лесные	■	■	■	+	■	△	△	+	+	+	+	▲	■

Рис. 14. ЭПП группы подзолистых и серых лесных почв

Stagnic Podzoluvisols, хотя часть глее-подзолистых почв может иметь признаки оглеения и относиться к глеевым разностям порядка Podzoluvisols. Между подзолистыми типичными и дерново-подзолистыми почвами классификационная граница проводится по наличию гумусового горизонта, а между Eutric и Dystric Podzoluvisols — по насыщенности ППК. Условно аналогизированы подзолистые типичные почвы с Dystric, а дерново-подзолистые — с Eutric Podzoluvisols.

Для текстурно-дифференцированных почв характерно поверхностное поступление растительных остатков; в дерново-подзолистых и тем более в серых лесных почвах мощный травяной ярус способствует поступлению корневых остатков. Биогенная трансформация остатков и их минерализация в зависимости от биоклиматических условий и условий местного перераспределения влаги приводят к формированию подстилки различной мощности и степени оторфованности. В наиболее южных вариантах

Оструктурирование почвенной массы			Педотурбации		Миграция вещества								Отложение почвенной массы		Сегрегация, цементация	
коагуляционное	биогенное	комплексно-гидротермическое	абиогенные (криогенные)	биогенные	солевая	кальцевая	Десиликация	Al-Fe-гумусовая	глеевая (Fe, Mn)	Парлювация	Лесовая ж	собственно	питательное	окислительная	карбонатная	
+ -	+ -	▲	△	+ ○	○	○	▲	▲	+ -	○	■	+ -	+ -	+ -	+ -	
+ -	-	▲	+ -	+ ○	○	○	▲	▲	▲	○	■	▲	△	△	+ -	
+ -	-	▲	+ -	+ ○	○	○	▲	▲	△	○	■	+ -	+ -	△	+ -	
+ -	+ -	▲	+ -	+ ○	○	○	▲	▲	+ -	○	■	-	+ -	+ -	+ -	
▲	▲	▲	+ -	△	○	○	▲	△	+ -	●	■	-	-	+ -	+ -	
▲	▲	▲	+ -	▲	○	○	▲	+ -	+ -	●	■	-	-	-	+ -	

активные процессы гумификации совместно со всеми выше перечисленными процессами приводят к формированию горизонтов накопления мюллевого гумуса (здесь процессы гумификации становятся одними из основных). Активная минерально-гумусовая миграция и частичная иммобилизация этих веществ приводят к формированию субгоризонтов ELhf; часть их выносится за пределы профиля.

Органические кислоты, поступающие как из подстилки, так и из разлагающихся корневых остатков дерново-подзолистых и серых лесных почв, взаимодействуя с минеральной частью почв, приводят к разрушению первичных (в тех случаях, где они были), а также вторичных силикатов, к трансформации глинистых минералов и десиликации из верхних горизонтов, что вместе с активным лессыважем формирует элювиальные горизонты EL. В переувлажненных условиях (подзолистые, торфянисто-глеевые и в определенной степени глее-подзолистые почвы) к перечисленным выше процессам прибавляются глеевая миграция и

оглеение, а также связанная с ними окислительная сегрегация — формирование конкреций. В иллювиальных горизонтах Вt прослеживаются "иммобилизационные составляющие" названных миграционных процессов, а также признаки партлювации в виде многочисленных песчано-пылеватых кутан, особенно характерных для дерново-подзолистых и серых лесных почв.

Непременным атрибутом формирования этих почв являются процессы компрессионно-гидротермического, биогенного и коагуляционного оструктурирования, которые создают сложную многопорядковую структурную организацию текстурно-дифференцированных почв. Педотурбации в подзолистых и серых лесных почвах могут оказывать или не оказывать существенного влияния на профиль, за исключением мерзлотных разностей (Gelic Podzoluvisols), где проявляются криогенные дедотурбации, а также некоторых почв этой группы, где происходит активное зоогенное перемешивание верхних горизонтов. К фоновым процессам в текстурно-дифференцированных почвах можно отнести выщелачивание (кальциевая миграция) и вынос солей, поступающих из атмосферы, а также партлювацию. К процессам, которые в зависимости от характера субстрата могут проявляться или не проявляться в подзолистых и серых лесных почвах, относятся дезинтеграция и глинообразование (на субстратах с "резервом выветривания" первичных минералов), а также карбонатная сегрегация (на карбонатных субстратах).

Таким образом, полученные "ЭПП-портреты" текстурно-дифференцированных бореальных и суббореальных почв показали, что выявляется генетическая общность подзолистых и серых лесных почв, которая подразделяется по качественному набору ведущих процессов на две группы: подзолистые типичные, торфянисто-глеевые, глее-подзолистые, мерзлотные — с одной стороны, а также дерново-подзолистые и серые лесные — с другой (последние разделяются по степени выраженности некоторых ЭПП). Внутри этих общностей на основе процессного анализа отчетливо выделяются различия по сопряженным ЭПП. Легенда карты М.А. Глазовской и В.М. Фридланда более генетически логична, чем выделяемые в значительной степени по формальным критериям единицы легенды карты ФАО—ЮНЕСКО.

### БУРОЗЕМЫ

(оглиненные сialлитные ненасыщенные почвы)

Буроземы — группа оглиненных сialлитных ненасыщенных почв; по М.А. Глазовской и В.М. Фридланду (1982), одна из самых широко представленных на почвенных картах мира. Основные морфологические признаки следующие: хорошо оструктуренный гумусовый горизонт небольшой мощности и бурая толща горизонтов Вm, имеющая более тяжелый по сравнению с почвообразующей породой гранулометрический состав; тип профиля А1—Вm—С. По легенде ФАО-ЮНЕСКО (1988) буроземы соответствуют группе "камбисолей", основой для выделения которых является горизонт В "камбик" — оглиненный на месте, без вымывания глины, органических или органо-минеральных веществ.

Процессный облик буроземов трактуется широко и неоднозначно из-за

разнообразия их свойств. Эти почвы не имеют специфических признаков; для них характерно отсутствие ряда признаков, являющихся закономерным результатом почвообразования в гумидных условиях, а именно организации профиля по элювиальному или элювиально-иллювиальному типу. Набор ведущих ЭПП буроземов в той или иной степени свойствен всем почвам гумидных и не только гумидных областей. Краткий анализ роли различных ЭПП в формировании группы буроземов и составляющих ее таксонов позволяет сформулировать следующие положения (рис. 15).

1. Для всех буроземов характерны энергично протекающие ЭПП метаморфизма органического вещества, связанные с особенностями растительного опада и, главное, с климатическими условиями его трансформации. По степени минерализации органических остатков выделяются буроземы кислые: темпы этого ЭПП в них могут быть несколько замедлены, что приводит к формированию подстилки или присутствию в профиле элементов грубого гумуса. В остальных почвах сочетание процессов биогенной трансформации и минерализации органических остатков приводит к быстрому исчезновению подстилки, а интенсивность ЭПП гумификации и минерализации гумуса обуславливает малую мощность горизонта  $A_1$ .

В условиях высокой гумидности в процессы метаморфизма органического вещества включаются и ЭПП миграции продуктов гумификации. Эти ЭПП и их предпосылки исследованы в буроземах В.В. Пономаревой и Т.А. Плотниковой (1980). Не являясь профилообразующими, ведущими, они сопряжены с ЭПП гумификации в буроземах кислых, буроземах субтропических и тропических; в буроземах типичных они, очевидно, не играют сколько-нибудь заметной роли.

2. Традиционно основным процессом в буроземах считается оглинивание, понимаемое или как новообразование глины, или как накопление глины в профиле (горизонт  $Bm$ ) по сравнению с почвообразующей породой.

В настоящее время механизм оглинивания буроземов связывают преимущественно с двумя процессами: физическим дроблением первичных и вторичных глинистых минералов и так называемым процессом выхода глины из "контейнеров" (Соколова, Дронова, 1983). В общей системе ЭПП эти процессы объединены под названием "ЭПП дезинтеграции". Выход глины из "контейнеров", т.е. освобождение постагматически измененных, содержащихся в исходной породе глинистых минералов в результате физических и физико-химических процессов, приводит к увеличению содержания илистой фракции в профиле почв. Унаследованные от породы глинистые минералы составляют основную массу глины в буроземах кислых и типичных.

Трансформация глинистых минералов приводит к качественным изменениям глины, но не к увеличению ее количества в профиле. Наиболее заметно трансформация глин проявляется в гумидных тропиках (Черняховский, 1980), и именно в буроземах тропических этот процесс является одним из ведущих.

Профилообразующая роль ЭПП глинообразования, или синтеза глинистых минералов, в буроземах не ясна. В настоящее время экспериментально показано, что этот процесс возможен лишь в гумидных тропиках и,



Наименование почвенных групп в легендах карт Мира	Группы ЭПП		Метаморфизм органического вещества						Метаморфизм минерального вещества						Оструктуривание почвенной массы			Педотурбации			Миграция вещества					
	FAO UNESCO 1988	ЭПП	Повреждение органических остатков	Трансформация	Гумификация	Органических остатков	Гумуса	Минерализация	Гумуовая миграция	Гумуовых веществ	Лентиграция	Бронфикация	Ферративация	Линообразование	Трансформация глинистых минералов	Разрушение агрегатов	коагуляционное	биогенное	комплексно-гидротермическое	абиогенные	биогенные	каплевая	Al-Fe-гумуовая	Лесникация	Партвоация	Лесваж
Dystric Cambisols			Буроземы кислые	□	□	□	□	□	□	△	△	□	□	□	□	△	△	▲	▲	+	+	+	●	△	△	+
	□	□		□	□	□	□	△	△	□	□	□	□	△	△	▲	▲	+	+	+	●	△	△	+	+	+
Humic Cambisols	Буроземы типичные	□	□	□	□	□	□	△	△	□	□	□	□	△	△	▲	▲	+	+	+	○	△	△	+	+	+
		□	□	□	□	□	□	△	△	□	□	□	□	△	△	▲	▲	+	+	+	○	△	△	+	+	+
Eutric Cambisols	Буроземы субтропические и тропические	□	□	□	□	□	□	△	△	□	□	□	□	△	△	▲	▲	+	+	+	●	△	△	+	+	+
		□	□	□	□	□	□	△	△	□	□	□	□	△	△	▲	▲	+	+	+	●	△	△	+	+	+
Ferralic Cambisols	Другие типы почв	□	□	□	□	□	□	△	△	□	□	□	□	△	△	▲	▲	+	+	+	○	△	△	+	+	+
		□	□	□	□	□	□	△	△	□	□	□	□	△	△	▲	▲	+	+	+	○	△	△	+	+	+

Рис. 15. ЭПП группы буроземов  
Верхний значок — ЭПП физико-химической десинтеграции (выход глины из "контейнеров"), нижний — ЭПП собственно физического дробления

следовательно, может проявляться в буроземах тропических. Разрушение силикатов, как и глинообразование, достоверно доказывается только для условий тропиков и субтропиков (Черняховский, Градусов, 1977). В буроземах умеренного пояса этот ЭПП в принципе не "запрещен", но может проявляться лишь в слабой степени.'

Ведущим ЭПП в буроземах является брүнификация. Она может считаться специфически буроземным ЭПП, так как не маскируется элювиальными и иллювиальными миграционными процессами, как в подзолистых или лессивированных почвах. Именно брүнифицированный горизонт Вm отвечает такому сочетанию факторов, которое обеспечивает неглубокие преобразования минеральной массы и отсутствие элювиально-иллювиальной дифференциации профиля. Брүнификацию трудно представить в качестве ЭПП, делящего группу буроземов на типы, так как ее интенсивность может сильно варьировать в зависимости от локальных факторов.

ЭПП ферраллитизации не проявляется в буроземах умеренного пояса. Однако в тропиках и субтропиках этот процесс актуален в гумидных условиях во всех почвах, в том числе в буроземах. Ферраллитизация может быть унаследованной, если буроземы формируются на древних корках выветривания, вышедших из режима ферраллитизации вследствие уменьшения гумидности климата.

3. ЭПП оструктурирования в буроземах преимущественно биогенные; коагуляционные — сопряжены с ЭПП брүнификации; компрессионно-гидротермические — сводятся к ЭПП вертикального растрескивания.

4. ЭПП педотурбаций являются фоновыми; в горных условиях распространены гравитурбации.

5. ЭПП миграции веществ не относятся к числу апрофилеобразующих, но они проявляются ввиду гумидных условий и хорошего дренажа. Основным является ЭПП выщелачивания, но оно может быть резко ослаблено в типичных буроземах вследствие климатических или литогенных факторов. Сопряженно с процессами разрушения силикатов и трансформации глинистых минералов проявляется ЭПП десиликации. В буроземах субтропических и тропических десиликация усиливается ферраллитизацией.

Сочетание высокой гумидности климата с особенностями метаморфизма органического вещества приводит в различных условиях к сходному эффекту: проявлению ЭПП Al-Fe-гумусовой миграции. Процесс проявляется в буроземах кислых под наиболее олиготрофными растительными покровами и в буроземах субтропических и тропических, где в почву поступает большое количество кислого подвижного органического вещества.

ЭПП передвижения твердых частиц связаны с локальными факторами почвообразования и конкретными особенностями почвенного профиля. Однако в буроземах субтропических и тропических лессиваж диагностируется как один из обязательных (но не профилеобразующих) ЭПП.

Группа буроземов объединяется прежде всего процессами метаморфизма органического вещества, брүнификации и дезинтеграции минерального вещества. Именно эти процессы являются ведущими во всех типах и имеют сравнимую степень интенсивности. Различия в наборе ЭПП,

делящие группу на типы, связаны не с ведущими процессами, а с сопряженными, преимущественно миграционными. По степени проявления значимыми для разделения на типы являются ЭПП трансформации глинистых минералов и разрушения силикатов.

### ОРГАНОГЕННЫЕ И ОРГАНОГЕННО-ГЛЕЕВЫЕ ПОЧВЫ

Эта группа почв характеризуется аккумуляцией грубого органического вещества на фоне анаэробнобиоза, приводящей к формированию профилей почв, целиком или в значительной (верхней) своей части состоящих из органического компонента почвенной массы. Тип профиля — О—ОС или J—G—GC. Генезис подобных почв обусловлен преимущественно поверхностным поступлением растительного опада и замедленными темпами других процессов, способствующих его переработке и включению в минеральную часть профиля: трансформации, гумификации и минерализации. Благодаря этому баланс органического вещества характеризуется преобладанием его прихода над расходом, что формирует в профиле почв генетический горизонт (слой, толщу), содержащий слабо- или неразложившиеся растительные остатки и органические вещества, не связанные или весьма слабо связанные с минеральным мелкоземом почвы.

Особенностью процесса грубой органогенной аккумуляции является спонтанный характер его развития во времени. Это обусловлено тем, что постепенное увеличение во времени мощности органогенного слоя вызывает соответствующее ухудшение во времени условий минерального питания растений, увеличение продолжительности анаэробнобиоза и, как следствие, смену ценозов на все более гидрофильные. Химический состав последних, как известно, характеризуется большой долей труднорастворимых компонентов. Это, в свою очередь, приводит к еще большему замедлению скорости разложения опада и соответственно к его накоплению.

Процесс грубой органогенной аккумуляции протекает весьма разнообразно в разных природных обстановках, что и формирует разные типы профилей почв, входящих в эту группу.

При "свободном" развитии процесса, в оптимальных условиях, органогенная аккумуляция достигает очень больших масштабов, создавая торфяные толщи мощностью 10—12 м (плащевидные торфяники Ирландии и прилегающих островов, тайга Западной Сибири). Но значительно чаще факторы среды и другие ЭПП в той или иной степени ограничивают подобное протекание процесса. Среди этих ограничителей основными являются: 1) достаточная обеспеченность среды трансформации растительных остатков элементами питания, и в частности основаниями (эутрофность минерального субстрата, притекающих поверхностных и (или) грунтовых вод или минерального наилка); 2) неблагоприятный термический режим (как недостаток, так и избыток тепла) на фоне переувлажнения; 3) жестко "дозированные" переувлажнение и анаэробнобиоз; 4) изменение внешних по отношению к почве условий, прекращающих или существенно снижающих (или балансирующих) органогенную аккумуляцию.

Эти условия ограничивают масштабы процесса и его реализацию в твердофазных признаках почвы. Одновременно они же обеспечивают то

или иное соотношение и степень интенсивности разных ЭПП метаморфизма органического вещества, что главным образом и обуславливает внутреннее подразделение группы органогенных и органогенно-глеевых почв (рис. 16).

Можно видеть, что выделение и разделение этой группы почв М.А. Глазовской и В.М. Фридландом (1982) имеет "процессную" логику. Вся группа в целом характеризуется обязательным сочетанием двух ведущих процессов: поверхностного поступления растительных остатков и восстановленного глея. Обязательными сопряженными ЭПП являются окисленный глей и глеевая миграция железа и марганца, а также почти все ЭПП переработки органических остатков, интенсивность которых различна, но всегда слабее, чем процесса поступления растительных остатков. Это последнее обстоятельство в основном и отделяет органогенные мерзлотные и верховые почвы от почв низинных болот умеренного пояса и болот субтропиков-тропиков; в первых двух подгруппах процессы переработки органических остатков значительно более замедленны, чем в двух других, особенно — в почвах субтропиков-тропиков. Их дальнейшее внутреннее разделение на процессном уровне тоже достаточно логично. Например, мерзлотная подгруппа специфична главным образом проявлением еще одного, третьего ведущего процесса — криотурбаций, в то время как в остальных подгруппах он не выражен. В то же время в почвах низинных болот и болот субтропиков-тропиков, по-видимому, также третьим ведущим процессом можно считать поступление твердого и растворенного вещества в ландшафт и почву, что обуславливает эуτροφность местообитания.

Таким образом, для разделения двух последних подгрупп использовано только соотношение интенсивности сопряженных процессов поступления и переработки органических остатков — это главный процессный признак. В почвах же верховых болот вообще не наблюдается участия в почвообразовании какого-либо третьего ведущего ЭПП.

В целом проведенный анализ позволяет сказать, что внутреннее разделение рассматриваемой группы почв эмпирически проведено либо по появлению дополнительного ведущего ЭПП, либо по разному соотношению сопряженных процессов.

Сравнение с международной группировкой этих же почв (FAO-UNESCO, 1988) показывает ряд различий.

1. Каждая из единиц легенды карты М.А. Глазовской и В.М. Фридланда соответствует не одной, а двум единицам (группам) почв по классификации ФАО-ЮНЕСКО. Это несовпадение связано с различием мощности органогенного горизонта, принятой в качестве критерия разделения этих двух групп почв в отечественной и международной классификациях: в первой торфяно-глеевые почвы — 30–50 см, торфяные — более 50 см; во второй к гистосолям относятся почвы с органогенным горизонтом мощностью 40 см и более, а в случае сфагнового торфа — 60 см и более. Поэтому различие двух сравниваемых легенд нельзя считать значительным — оно, скорее, формальное.

2. Существенным является отсутствие разделения органогенных горизонтов торфяно-глеевых почв по степени разложивности в легенде ФАО-ЮНЕСКО: здесь среди глейсолой существует только подгруппа

Наименование почвенных групп в легендах карт Мира	Группы ЭПП	Метаморфизм органического вещества								Метаморфизм минерального вещества				
		ЭПП		Поступление органических остатков		Трансформация органических остатков		Гумификация	Минерализация органических остатков	Гумусовая миграция	Иммобилизация гумусово-минеральных веществ	Дезинтеграция	Разрушение силикатов	Трансформация глинистых минералов
		поверхностное	внутрипочвенное	биотенная	абиотенная									
FAO UNESCO, 1988	Глазовская, Фридланд, 1982													
Gelic Histosols, Gelic Gleysols	Торфяно-глеевые и торфяные мерзлотные	■	—	△	△	△	△	△	△	△	△	+	+	+
Fibric Histosols Umbric Gleysols	Торфяно-глеевые и торфяные верховых болот	■	—	△	△	△	△	△	△	△	△	+	+	+
Terric Histosols, Umbric Gleysols	Торфяно-глеевые и торфяные низинных болот	■	▲	▲	△	▲	△	△	△	△	△	+	+	+
Fibric Histosols, Terric Histosols, Umbric Gleysols	Торфяно-глеевые и торфяные субтропические и тропические	■	▲	▲	△	▲	△	△	△	△	△	+	+	+
Folic Histosols	Выделены в группе "аккумулятивно-гумусовые насыщеннейшие" под названием "сухоторфянистые тундровые"	■	△	△	△	△	△	▲	▲	■	○	▲	+	+
Thionic Histosols	Выделены в группе "маршевые и мангровые солончаковые, в том числе кислые"	■	▲	▲	△	▲	△	△	△	▲	▲	+	+	+

Рис. 16. ЭПП группы органогенных и органо-глюево-глеевых почв

"umbric", которая включает как неразложившиеся, так и хорошо разложившиеся (низинные) торфяно-глеевые почвы. Объединять их таким образом, как показывает процессный анализ, нелогично.

3. Генетически неверным представляется включение в группу гисто-солей подгруппы "folic", т.е. сухоторфянистых почв. Процессный анализ однозначно вскрывает эту ошибку. Сухоторфянистые почвы имеют принципиально другой набор ведущих ЭПП (общим является только соотношение поступления органических остатков и сниженных темпов их

Оглеение почвенной массы				Педотурбации		Миграция вещества						Привнос вещества	
собственно	пятистое	сульфидное	сульфатное	Гравитурбации	Криотурбации	солевая	кальциевая	Десиликация	Al-Fe-гумусовая	глиево-глиево-глиево (Fe, Mn)	Лессиваж	Текущими водами	Коррозия
■	△	-	-	△	■	○	○	○	-	▲	+	+	△
■	△	-	-	+	+	○	○	○	-	▲	+	+	+
■	△	-	-	-	-	○	○	○	-	▲	+	■	-
■	△	-	-	+	-	○	○	○	-	▲	+	■	-
-	-	-	-	△	△	○	○	○	■	-	▲	+	△
-	-	■	▲	+	-	■	○	○	-	■	+	■	-

переработки). Отсутствует неотъемлемый ЭПП группы органогенных почв — оглеение; активно выражена Al-Fe-гумусовая миграция.

4. Также генетически неоправданным, с нашей точки зрения, является включение в группу гистосолей тионовых почв, хотя бы даже и тех из них, которые характеризуются грубой органогенной аккумуляцией. Геохимическая обстановка формирования этих почв весьма специфична: ведущая роль восстановления и окисления серы (а не только железа), образование серной кислоты и гидротитически кислых квасцов, активная миграция сульфатов, наконец, принципиально другая морфология профиля. По-видимому, это самостоятельная крупная группа почв.

Нужно отметить, что в легенде М.А. Глазовской и В.М. Фридланда кислые тионовые почвы также не отделены от других, глеевых и часто солончаковатых почв побережий и дельт. Но, можно полагать, это связано с обзорным масштабом карты (Глазовская, 1972).

### ГЛЕЕВЫЕ ПОЧВЫ

В этих почвах оглеение выражено в преобладающей (верхней) минеральной части профиля или во всем профиле в такой степени, что затушевывает или не дает проявиться другим дифференцирующим процессам. В почвенном профиле представлены органогенный горизонт разной мощности и с разной степенью разложения органического вещества (от торфа до гумуса) и оглеенная минеральная толща, разделяющаяся или не разделяющаяся на горизонты по выраженности оглеения. Тип профиля  $O-(A)-G(Bg)-Bg(G)-C(CG)$  или  $O(A)-G-CG$ . Разделение глеевых почв — достаточно трудная задача. Трудности связаны с сущностью самого процесса оглеения (см. выше), признаки которого могут быть одинаковыми на фоне весьма разнообразного проявления других ЭПП и их признаков. Поэтому минеральные профили глеевых почв могут быть кислыми и щелочными; элювиальными, элювиально-иллювиальными и метаморфическими; бескарбонатными и карбонатными, засоленными и др. Это разнообразие фона, на котором проявляется оглеение, в какой-то степени его "автономность" от этого фона, всегда крайне осложняло генетическое разделение и классификацию глеевых почв. Например, когда в оглеенном профиле выражена элювиально-иллювиальная (и даже текстурная) дифференциация, встает проблема приоритета диагностических признаков: что важнее — оглеение или элювиально-иллювиальная дифференциация?

Другая серьезная трудность заключается в слабой разработанности вопроса о степени оглеения. Пока мы оцениваем ее по соотношению площадей неоглеенных, оглеенных и окисленных морфонов внутри горизонта или профиля. Это делается визуально, без количественных рубежей, однако позволяет выделять глееватые, глеевые горизонты (например, Bg, Ag и др.) и глеи (Gr, GO), или, по другой терминологии, — слабо оглеенные, оглеенные, глеевые (Зайдельман, 1974). То есть степень выраженности самого процесса заменена на степень пространственного его распространения в какой-либо толще почвенного профиля (или во всем профиле). Для каждой точки профиля мы можем сказать (и только по окраске!), имеет ли место восстановленный или окисленный глей, но для степени выраженности самих этих процессов критерии отсутствуют. По-видимому, эти трудности привели к тому, что в некоторых классификациях, например в "Почвенной таксономии США", глеевые почвы выделяются только на низких таксономических уровнях.

Задача выглядит проще, когда генетическое разделение глеевых почв проводится по двум критериям: характеру органогенного горизонта (т.е. интегральному результату ЭПП метаморфизма органического вещества) и характеру дифференциации минеральной толщи почв по площадному распространению в ней неоглеенных, оглеенных и окисленных участков. По существу, этот принцип применен и в разделении глеевых почв на

карте М.А. Глазовской и В.М. Фридлянда, но со строгим учетом и биоклиматических условий формирования различных глеевых почв.

Для общности глеевых почв в целом (рис. 17), согласно упомянутым выше авторам, характерны два ведущих ЭПП: поверхностное поступление растительных остатков и оглеение (восстановленный и окисленный глей). Отметим, что это те же ведущие ЭПП, которые характерны и для группы органогенных и органогенно-глеевых почв. Процессное различие этих двух групп следует искать, очевидно, в наборе ЭПП для глеевых почв тундры и тайги, так как глеевые почвы более теплых биоклиматических обстановок четко отделяются от группы органогенных и органогенно-глеевых почв проявлением ряда дополнительных ведущих ЭПП (об этом см. ниже).

Итак, глеевые почвы тундры и тайги отличаются от органогенных и органогенно-глеевых почв прежде всего степенью проявления процесса грубой органогенной аккумуляции. Интенсивность ее в первых существенно ниже, что определяется более активными сопряженными процессами переработки поступающего опада: трансформацией, минерализацией, разнообразной миграцией органических соединений из органогенного горизонта. Поэтому мощность органогенного горизонта в этих почвах гораздо меньшая (он приповерхностный и маломощный), а степень разложения органического вещества может быть достаточно продвинутой — до грубого гумуса и гумуса.

Оглеение в глеевых почвах тайги и тундры также выражено, как правило, в значительно меньшей степени. Здесь обычно какая-то часть профиля (верхняя, средняя или нижняя) имеет признаки окисления или даже отсутствия глеевых явлений, что, по существу, почти "запрещено" для группы органогенных и органогенно-глеевых почв, в которых мощные горизонты слабо разложившего органического вещества обеспечивают стабильный или весьма длительный анаэробизм всей нижележащей минеральной толщи профиля.

Таким образом, процессное разделение двух рассматриваемых групп почв основывается только на степени проявления обоих ведущих процессов: для органогенной аккумуляции существенное снижение интенсивности процесса обусловлено активностью сопряженных процессов, действующих как ограничители; для оглеения — сам процесс снижает свою интенсивность в связи с более благоприятным режимом аэрации профиля.

Рассматриваемые две группы почв демонстрируют определенный, возможно, распространенный случай существенных генетических различий почв, которые обусловлены только степенью проявления ведущих ЭПП при принципиально одинаковом их наборе. Этот случай, кроме того, свидетельствует, что иногда к процессному анализу необходимо привлекать генетический анализ почвенного профиля, систему почвенных горизонтов, без чего диагностика степени выраженности того или иного процесса не может получить обоснования. Именно таким процессом и является оглеение. В связи с этим требуется разработать какие-то определенные критерии, позволяющие диагностировать степень выраженности ЭПП. Сейчас подобная диагностика проводится, по существу, на экспертном уровне.

Глеевые почвы юга умеренного пояса и субтропиков-тропиков отлича-



Наименование почвенных групп в легендах карт Мира	Группы ЭПП	Метаморфизм органического вещества										Метаморфизм минерального вещества								
		Поступление		Трансформация		Гумификация	Минерализация органических остатков	Миграция		Иммобилизация	Деэнтратация	Гипсообразование	Карбонатизация	Трансформация глинистых минералов	Разрушение силикатов					
		поверхностное	внутрипочвенное	биотенная	абиогенная			гумусовая	минерально-гумусовая											
FAO UNESCO, 1988	Глазовская, Фридрианд, 1982																			
Gelic Gleysols	Глеевые тундровые мерзлотные	■	—	△	△	△	△	△	△	△	△	+	—	—	+	+				
		■	—	△	△	△	△	△	△	△	△	△	+	—	—	+	+			
Umbric Gleysols	Глеевые тундровые	■	—	△	△	△	△	△	△	△	△	+	—	—	+	+				
		■	—	△	△	△	△	△	△	△	△	+	—	—	+	+				
Mollie Gleysols	Глеевые лесные и лугово-лесные	■	■	■	□	■	△	△	△	△	△	+	—	—	+	+				
		■	■	■	□	■	△	△	△	△	△	+	—	—	+	+				
Umbric Gleysols	Лугово-болотные субтропические и тропические	■	■	△	△	□	△	△	+	△	+	—	—	+	+					
Eutric, Calcic, Dystric, Andic Gleysols	Не выделяются																			
Thionic Gleysols	Выделены в группе "маршевые и мангровые солончакватые, в том числе кислые"	■	△	△	△	△	△	△	△	△	△	+	—	—	+	+				

Рис. 17. ЭПП группы глеевых почв

ются от рассмотренных выше почв тундры и тайги главным образом тем, что в них дополнительными ведущими процессами становятся еще и корневое поступление растительного опада, трансформация и гумификация. В связи с этим большую роль играет биогенное оструктурирование.

Внутреннее разделение группы глеевых почв хорошо коррелирует в легендах обеих карт – главные рубежи совпадают, но разделение М.А.Гла-

Оструктурирование почвенной массы			Педотурбация			Миграция вещества				Оглеение почвенной массы			Привнос-унос вещества						
коагуляционное	биотенное	компрессионно-гидротермическое	Гравитурбация	Криотурбация	Биотурбация	солевая	кальцевая	Десиликация	Al-Fe-гумусовая	глеевая (Fe, Mn)	Лессы/важ	собственно	пятистое	сульфатное	сульфидное	Делювиальный смыв	Коррозия	Солифлюкция	Привнос со склоновыми водами
△	-	▲	■	■	-	○	○	○	+	▲	+	□	▲	-	-	▲	▲	▲	△
△	+	▲	□	□	▲	○	○	○	+	▲	+	□	▲	-	-	△	△	▲	△
△	-	▲	■	■	-	○	○	○	+	▲	+	□	▲	-	-	▲	▲	▲	△
△	+	▲	+	+	▲	○	○	○	+	▲	+	□	▲	-	-	+	+	▲	+
□	■	+	-	-	▲	○	○	○	+	▲	△	□	▲	-	-	+	-	+	+
▲	■	+	-	-	▲	○	○	○	+	▲	+	□	▲	-	-	+	-	+	+
△	▲	+	-	-	▲	○	○	○	+	▲	+	□	▲	-	-	-	-	-	+
+	-	-	+	-	+	■	○	○	-	■	+	-	-	▲	□	+	-	-	■

зовской и В.М.Фридланда более дробное, так как подчинено и зональному принципу. Последний достаточно четко совпадает с процессными критериями на переходе от почв бореальной зоны к почвам зоны широколиственных лесов, но между тундровой и таежной зонами, вообще говоря, недостаточно убедителен.

Например, глеевые почвы тундры и тайги различаются интенсивностью ведущего процесса криотурбаций. "Измерить" же эту интенсивность

крайне трудно, подобная оценка скорее "теоретическая" и экспертная, так как степень криотурбаций главным образом определяется разнообразием микроусловий местообитания. Близки по процессам к мерзлотным глеевым и немерзлотные глеевые почвы; их отличия – в разной выраженности некоторых сопряженных (второстепенных) процессов. Из всех северных подгрупп глеевых почв, по М.А.Глазовской и В.М.Фридланду, наиболее специфичны, по-видимому, глеевые таежные почвы. Они выделяются хорошо выраженными (средняя степень!) ЭПП трансформации и гумификации растительных остатков, обеспечивающими повышенные темпы разложения последних.

Достаточно трудными являются интерпретация и "перевод" в легенду М.А.Глазовской и В.М.Фридланда трех единиц легенды карты ФАО-ЮНЕСКО – Eutric, Calcic и Dystric Gleysols. Все эти почвы не имеют грубых органогенных горизонтов, напротив, они мало гумусны, но сильно оглеены. Еще одна единица легенды ФАО – Andic Gleysols – также отсутствует в легенде М.А.Глазовской и В.М.Фридланда. Трудно оценить справедливость такого решения, так как в легенде ФАО дана очень краткая диагностика этих почв, не снимающая вопроса о том, какие условия способствуют оглеению толщи хорошо водопроницаемого вулканического пепла.

Тионовые глейсоли, с нашей точки зрения, следует исключить из группы глеевых почв по причинам, указанным выше при оценке геохимической самобытности тионовых почв в группе органогенных и органогенно-глеевых почв.

#### **КОРИЧНЕВЫЕ, СЕРО-КОРИЧНЕВЫЕ И КАШТАНОВЫЕ ПОЧВЫ**

Под генетической группировкой почв здесь прежде всего понимается система объединения и обособления почвенных разностей и их сочетаний в классификационных целях на основе генетического подхода. В развитии советской генетической классификации почв отчетливо прослеживается преемственность ранних взглядов более поздними, что обуславливает присутствие в ней, помимо позитивных черт (фундаментальности), и ряда негативных сторон. К ним относятся: закрепление в классификации ошибочных представлений, в основе которых лежат как субъективные взгляды отдельных исследователей на генезис почв и их биоклиматическую приуроченность, так и объективное (на каждом данном этапе) незнание; пережитки "зонального детерминизма" 30–60-х годов, во многом определяющие каркас представлений о географическом распределении почв и почвообразующих процессов.

Выбор коричневых, серо-коричневых и каштановых почв обусловлен, с одной стороны, тем, что это почвы аридного крыла почвообразования, которые необходимо было включить наряду с гумидными почвами в опыт процессной диагностики. С другой стороны, генезис и классификационное положение этих почв достаточно проблематичны.

Приведенная на рис. 18 процессная трактовка коричневых и серо-коричневых почв несколько отличается от общепринятой. Эти отличия касаются отнесения признаков оглинивания и рубификации к реликтовым

свойствам почвенного профиля или слагающей его и ранее подвергшейся переотложению минеральной массы, сформировавшимся в качественно различных условиях пегена, раннего и среднего плейстоцена.

Только разновозрастностью основных почвообразующих процессов (трансформации минеральной массы, с одной стороны; и миграционных – с другой) можно объяснить существование коричневых псевдооподзоленных почв (Alic Luvisol – Stagnic Alisol) с горизонтами A–E–EB–Bmg–C, широко распространенных на территории Болгарии и спорадически встречающихся на Кавказе. В связи с этим оказалось затруднительным найти для этих почв достаточно полно соответствующее название в легенде ФАО.

Если выделенные в коричневых и серо-коричневых почвах ЭПП разделить на актуальные (современные) и реликтовые, то совокупность актуальных процессов и соответствующих им свойств позволит разделить общность коричневых почв на три группы. Так, коричневые псевдооподзоленные почвы, несомненно, могут быть отнесены к группе псевдооподзоленных почв умеренного климата; коричневые выщелоченные (Chromic Luvisol) и типичные (Chromic Cambisol) – к лессивированным бурым лесным и собственно бурым лесным почвам; коричневые карбонатные (Calcaric Cambisol) – к каштановым почвам или (при сильной древней карбонатизации) к дерново-карбонатным интразональным почвам.

Вопрос о генетическом единстве или различии серо-коричневых (Calcaric Cambisol) и каштановых (Calcic Kastanozem) почв долгое время дискутируется в литературе по почвам Закавказья.

В.Р.Волобуев (1973) отмечает существование тропических и субтропических каштановых почв на Среднем и Ближнем Востоке, в Африке. Диаметрально противоположную позицию занимает Э.К.Накаидзе (1980), считающий невозможным развитие бореального типа почв в субтропических условиях.

Анализ актуальных почвенных процессов практически не показывает различий между серо-коричневыми и каштановыми почвами. Возможные различия заключаются лишь в скорости разрушения органического вещества, более интенсивном в серо-коричневых почвах в соответствии с их (как считается) нахождением в более теплом поясе. Отличительными чертами серо-коричневых почв могли бы явиться реликтовые рубефикация и феррсиаллитизация минеральной массы. Однако эти свойства и процессы не могут быть причиной разграничения каштановых и серо-коричневых почв, так как давно существует не вызывающий сомнения прецедент выделения первых на древних рубефицированных ферраллитных инситных и переотложенных корях выветривания Казахстана.

Таким образом, обращение к процессным матрицам при сравнительно-генетическом анализе рассматриваемых почв с делением процессов на актуальные и реликтовые, согласно палеографическим, сравнительно-географическим и стратиграфическим представлениям, указывает на высокую роль древних оглиненных (феррсиаллитизированных), рубефицированных субстратов в классификационном объединении или обособлении этих почв. Учитывая актуальные процессные состояния, коричневые и серо-коричневые почвы (в их традиционном понимании) можно отнести к литогенным почвенным типам и подтипам, современное классификационное и зональное положение которых рассматривается сквозь призму зонального детерминизма.

Наименование почвенных групп в легендах карт Мира	Группы ЭПП		Метаморфизм органического вещества						Метаморфизм минерального вещества							
	FAO UNESCO, 1988	ЭПП	Поступление органических остатков		Трансформация		Минерализация		Цветовая трансформация окислов		Ферралитизация	Феррсоилитизация	Сиалитизация	Глинообразование	Трансформация глинистых минералов	
			поверхностное	внутрипочвенное	биотенная	абиотенная	Гумификация	органических остатков	гумуса	Миграция гумуса						Бромификация
Albic Luvisols, Stagnic Alisols	Коричневые	псевдооподзоленные	A	●	○	○	—	○	○	○	■	—	—	—	—	▲
		B	●	○	○	—	○	○	○	■	—	—	—	—	▲	
Chromic Luvisols	Коричневые	выщелоченные	A	■	■	○	○	○	○	—	■	—	—	—	+	○
		B	■	■	○	○	○	○	—	■	—	+	—	—	+	○
Chromic Cambisols	Коричневые	типичные	A	□	■	○	○	○	○	—	■	—	+	—	+	—
		B	□	■	○	○	○	○	—	■	—	+	—	—	+	—
Calcaric Cambisols	Коричневые	карбонатные	A	□	■	○	○	○	○	—	□	—	+	—	—	○
		B	□	■	○	○	○	○	—	□	—	+	—	—	—	○
Calcic Kastanozems	Каштановые	серо-коричневые	A	□	■	○	●	○	○	—	▲	—	+	—	—	○
		B	□	■	○	●	○	○	—	▲	—	+	—	—	—	▲
Luvic Kastanozems	Каштановые	типичные	A	■	■	○	○	○	○	—	○	+	+	+	+	+
		B	■	■	○	○	○	○	—	○	+	+	+	+	+	+
Luvic Kastanozems	Каштановые	солонцеватые	A	■	■	○	○	○	○	▲	○	—	+	+	+	+
		B	■	■	○	○	○	○	▲	○	—	+	+	+	+	+

Рис. 18. ЭПП группы коричневых, серо-коричневых и каштановых почв  
 А — современные процессы; Б — процессы, действовавшие в прошлом

Оструктурирование почвенной массы			Педотурбации		Миграция вещества										Сегрегация	Привнос вещества	
когуляционное	биотное	компрессионно-гидротермическое	абиогенные		солевая	Осолонцевание—расолонцевание	кальциевая			Десиликации	Глисовая миграция железа и марганца	Лессиваж	окислительная	карбонатная	Делювиальный смыв—намыв	Выдувание мелкодозема	Золотый привнос
			Гравитурбации	Вертигурбации			Гипсонакопление	Окарбоначивание	Раскарбоначивание								
○	○	▲	○	+	-	-	-	-	-	⊙	▲	■	▲	-	+	-	-
⊙	△	▲	○	○	-	-	-	-	△	▲	-	▲	-	-	■	-	-
⊙	△	▲	○	▲	-	+	-	-	+	▲	-	△	-	-	■	-	-
⊙	△	▲	○	○	-	-	-	□	-	▲	-	-	-	▲	■	○	-
○	▲	○	+	+	+	+	○	□	-	△	-	-	-	○	■	○	+
⊙	▲	⊙	⊙	+	+	+	⊙	⊙	-	+	+	-	-	⊙	+	○	○
⊙	▲	▲	⊙	+	+	■	⊙	⊙	-	+	-	■	○	⊙	+	○	○

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Содержащиеся в настоящей книге материалы по элементарным почвообразовательным процессам позволяют представить: общее состояние проблемы; уровень современного ее знания; сильные, слабые и, по существу, неразработанные ее аспекты; возможность и полезность применения представлений об ЭПП для диагностики почв.

Подобный научный анализ не является самоцелью, хотя, несомненно, "приближение" к объективному знанию об ЭПП может существенно укрепить фундаментальные основы нашей науки. Применение теории ЭПП в самых разных сферах почвоведения и географии почв, а также ее "выход" в другие природоведческие, теоретические и прикладные области наук достаточно перспективны и, можно надеяться, сулят решение многих трудных проблем – как собственно почвенно-генетико-географических, так и более общих – географических, экологических и многих других.

Материалы этой книги, как нам представляется, не свидетельствуют о том, что концепция ЭПП создана и теоретически оформлена. Ее современное состояние выглядит, скорее, как сумма ярких идей, не упорядоченных как в концептуальной части, так и в подходах к применению. Более того, сейчас почвоведение и география почв, следуя социальным запросам, направляют основные усилия на решение проблем плодородия, экологии и др.; теория ЭПП тем самым оказалась как бы отесненной от современного магистрального направления развития. Однако следует напомнить, что основной объект нашей науки – почва – имеет динамическую, эволюционную сущность. Понимание и применение этого знания особенно необходимы в современный период, когда антропогенные трансформации почв и почвенного покрова совершаются с многократно возросшими скоростями и часто не в природоподобных, а иных, "противоприродных" направлениях. Динамизм объектов, природных и антропогенных, является одним из основных аргументов в пользу необходимости введения процессного подхода и его самой конструктивной части – концепции ЭПП – в теоретические и прикладные исследования.

Возвращаясь к материалам книги, нам кажется, что наиболее целесообразно попытаться оценить степень развития разных сторон теории ЭПП, особенно ее слабые и неразработанные аспекты, а также перспективные "точки роста". Мы коснемся, согласно содержанию книги, двух основных частей этой проблемы: теоретических представлений о самих ЭПП и опыта их использования для генетической диагностики почв.

*Теория ЭПП.* Нам представляется, что для теории ЭПП позитивным результатом проведенного исследования является в первую очередь формулирование понятия "элементарного почвообра-

зовательного процесса" как минимального сочетания микропроцессов или явлений, создающих определенный признак (свойство) в твердой фазе почвы. Это дает достаточно четкую "точку опоры" и самому понятию ЭПП, и всем дальнейшим построениям, касающимся их сущности. В то же время такая формулировка ставит определенные пределы для разрабатываемых представлений о конкретных ЭПП, не позволяет выйти за рамки научно обоснованных положений в область недоказуемых измышлений.

Предложенный и реализованный авторами "каркас" характеристики ЭПП, т.е. схема научного анализа ЭПП, также представляется методически перспективной. Но она не является догмой, "стандартом". Напротив, есть необходимость сделать ее индивидуализированной для разных ЭПП путем введения каких-либо дополнительных специфических аспектов.

Действенность предложенной схемы доказывается, в частности, тем, что она позволила выявить достаточно много слабых и неизученных сторон разрабатываемой концепции ЭПП. Этот негативный результат проделанной работы является позитивным для дальнейшего развития концепции. Поэтому мы попытаемся далее коснуться именно этого круга результатов.

С нашей точки зрения, разный уровень сложности тех комплексных явлений, которые мы называем сейчас тем или иным "элементарным почвообразовательным процессом", в значительной степени "размывает" представление об ЭПП как о достаточно индивидуализированных процессах, формирующих почву. Под "уровнем сложности" в данном случае подразумевается количество (набор, совокупность) тех микропроцессов и явлений, которые составляют конкретные ЭПП. Возможно, что разные ЭПП и должны отличаться разной степенью сложности в силу своей объективной специфики. Возможно также, что именно в такой форме их следует оставить, так как это "удобно" для использования. Но представления и решения по этому вопросу должны быть ясными и четко сформулированными. Можно полагать, что работу в этом направлении следует начинать "снизу", с конкретных ЭПП и логики их разделения, а затем строить общую их систему.

По-видимому, введение количественных параметров может оказать существенную помощь в систематизации целого ряда групп ЭПП и отдельных ЭПП. Одновременно это наиболее прямой путь установления степени развития ЭПП (и соответствующего признака в почве). Это важно не только для теории, но, как будет показано ниже, и для генетической диагностики почв. Сейчас в процессных построениях количественные данные используются, скорее, как исключение, хотя имеются материалы для более широкого их применения.

Оценка степени развития ЭПП (через степень развития соответствующего твердофазного признака) чрезвычайно важна для дальнейшего углубления теории ЭПП. Подходы к такой оценке могут быть разными и, более того, дифференцированными в зависимости от природы различных ЭПП: по абсолютному или относительному количеству того или иного вещества в горизонте (или профиле); физическому или химическому (химико-минералогическому, физико-химическому и др.) состоянию вещества или



почвенной массы в целом; по соотношению площадей (морфонов) на срезе горизонтов (профиля) с проявлением или отсутствием признаков данного ЭПП. Очевидно, возможны и другие пути подобной оценки.

Но для некоторых ЭПП, по-видимому, очень сложно или даже невозможно разработать тот или иной метод оценки степени их развития.

Не менее важным является дальнейшее развитие представлений о взаимодействии разных ЭПП. Проработанность этой проблемы весьма слабая, как отмечено в описаниях многих ЭПП. Эта область знания важна по крайней мере по трем причинам. Первая из них: каждый ЭПП протекает в почве не изолированно, а в сочетании со многими другими процессами; тем самым воссоздается (конечно, относительно) реальная среда, в которой действует тот или иной ЭПП. Вторая причина: взаимодействие разных процессов, как известно, дает не простую сумму признаков, формируемых каждым отдельным ЭПП, а некий интегральный результат, который может быть совсем неадекватным сумме признаков индивидуально действующих ЭПП. В "идеале" для каждого ЭПП нужно представить себе все основные реально существующие типы его сопряжений с другими ЭПП и интегральный результат каждого типа. Следует иметь в виду, что в почве мы редко наблюдаем "чистый" результат индивидуального ЭПП. Третья причина: в условиях усиливающегося антропогенного воздействия возможно участие в почвообразовании чуждых природным почвам веществ и появление "противоестественных" ЭПП. Изучение возможных типов их сопряжений с естественными ЭПП и результатов их взаимодействий, несомненно, сыграет важную роль в предотвращении нежелательных последствий в окружающей среде.

Связь ЭПП с факторной обстановкой также представляется недостаточно разработанным разделом концепции ЭПП. В данной книге больше обращено внимание на ландшафтные условия почвообразования, чем на характеристики собственно почвенной среды, в которой протекает конкретный ЭПП. Например, мы отмечаем гумидность климата, вместо того чтобы подчеркнуть особенности водного режима почвы. Этот раздел теории ЭПП очень важен и перспективен прежде всего с экологической точки зрения в связи с антропогенным изменением окружающей среды.

*ЭПП и генетическая диагностика почв.* Приведенный в книге опыт подобной диагностики весьма ограничен, охватывает небольшое число генетических групп почв, что, конечно, ограничивает возможное "поле" интерпретации, сужает набор ЭПП, используемых для диагностики. Однако проделанная работа позволяет прийти к некоторым выводам, которые помогут дальнейшей разработке теории ЭПП в этом направлении.

Проведенный опыт показывает, что с помощью ЭПП достаточно просто и логично осуществляется выделение и внутреннее подразделение крупных генетических общностей почв, от надтиповых групп и, возможно, до подтипов. Однако для процессного анализа каждого изучаемого типа почвенного профиля необходима иерархия ЭПП (главные, второстепенные и др.), которая этому типу свойственна. Подобная интуитивная иерархия сейчас существует для большинства почв, но она не является упорядоченной и подчас недоста-

точно обоснована. Поэтому авторами был использован сугубо предварительный и упрощенный вариант оценки генетического "веса" ЭПП по их роли в формировании диагностируемых почв. ЭПП были разделены на: ведущие (формирующие основные диагностические свойства почвы), сопряженные (обязательно присутствующие, но формирующие второстепенные для диагностики свойства), фоновые (создающие определенную геохимическую среду почвообразования) и отсутствующие ("запрещенные" для данной группы почв).

"Работающими" категориями при анализе сходства и различий рассмотренных групп почв явились: ведущие ЭПП, сочетания ЭПП (два, три), а также степень развития ведущих ЭПП, даже при аналогичном их наборе. Внутреннее деление групп на более мелкие единицы ("подгруппы") отвечает очень разным изменениям ЭПП: меняется состав ведущих ЭПП; меняются степени их выраженности (т.е., по существу, "работают" те же категории, что и при разделении крупных групп почв между собой); сопряженные ЭПП имеют различия как по составу, так и по степени выраженности, различаются фоновые ЭПП. При анализе внутренней структуры генетических групп почв легенды ФАО-ЮНЕСКО обнаружено даже появление ЭПП, "запрещенных" для данной группы почв. Подобная, достаточно эклектичная картина существующего генетического деления некоторых групп почв объясняется важными нерешенными аспектами теории ЭПП, о которых говорилось выше.

Однако проведенный нами опыт диагностики почв с помощью ЭПП показал, насколько плодотворен и перспективен этот подход даже на современном уровне слабой разработанности концепции. На таксономических уровнях от подтипа (?) и выше (более мелкие таксоны не рассматривались) ЭПП всегда тем или иным своим изменением подтверждают существующее генетическое деление или, напротив, заставляют сомневаться в его правильности или полностью его опровергают. Последнее очень четко выявляется, когда в одной и той же группе почв меняются фоновые процессы или появляется "запрещенный" для этой группы почв ведущий процесс. С позиций докучаевского почвоведения, например, очевидна ошибочность объединения в одну генетическую общность тех почв, в которых существенно различна геохимическая обстановка почвообразования (смена фонового процесса). Сложнее, когда деление по ЭПП сомнительно, но обычно это касается тех почв, которые выделены в почвенных классификациях в основном по ландшафтной принадлежности, так как трудно обнаружить их различия по свойствам. Анализ с помощью ЭПП подтверждает сходство таких почв и генетическую необоснованность их выделения на достаточно высоком таксономическом уровне.

Завершая эту книгу, следует еще раз подчеркнуть, что концепция ЭПП является одной из фундаментальных основ нашей науки. Она находится пока на первых этапах своего оформления, но заслуживает пристального и глубокого внимания, приложения творческой энергии и труда исследователей. Перспективы ее развития интересны, увлекательны и чрезвычайно актуальны. Будущие сферы ее применения и использования будут обширными и многогранными.

## SUMMARY

The theory of soil-forming process and its geographical diversity was formulated by V.V. Dokuchaev, his colleagues and scholars. They regarded the processes as inevitable, conceivably, main instrument for understanding soil bodies and soil cover, their interrelations with environment, and for more profound interpretation of soil properties, their genesis, modern, past and future state. Understanding of soil-forming processes was changing in the history of soil science. At first a few genetic and geographical types of soil-forming processes were identified (for example, podzolic, solonetz, solonchak, laterite etc.). They were closely related to particular combinations of soil-forming factors, and were quite complex as they were including a mere complex of processes, forming the respective soil type.

Thus as the analytical methods of soil studies were developed and new knowledge of their material composition was acquired, there came up a necessity to divide a complex soil-forming process into more "simple", "elementary" ones. It was mentioned first by Neustruev in his work "Elements of soil geography" (1928) and then were approximated and modified in a range of works by different explorers (Zakcharov, 1927; Rhode, 1937, 1947, 1972).

I.P. Gerassimov (1973, 1975) has definitely formulated a concept of processes as incontrovertible link in Dokuchaev's formula "soil properties ← soil-forming factors" and suggested to use a formula "soil properties ← soil-forming processes ← soil-forming factors" as a fundamental rule of genetic geographical soil science. Such a constructive use of soil-forming processes brought up the task of dividing a wholesome soil-forming process into components, which might be subject to empirical studies.

This book compiles and analyzes scientific concepts found in literature concerned with complete set soil-forming processes, approaches to their identification their possible taxonomy and hierarchy and with identification of a category, which might be used as operational (practical) for process studies of soil objects. The authors of this book adhere to the following taxonomical ranking of processes.

Microprocesses (according to Rhode, 1971) — the most simple and numerous processes and phenomena in soils, going on at molecular, ion, atom and other such levels. As a rule they are universal and are not proper of soils alone.

The typical soil-forming processes (soil macroprocesses) are forming soils of particular genetic groups (types): podzolic, chernic etc.

The universal or global soil-forming process develops pedosphere as a whole.

The elementary soil-forming processes (ESFPs) occupy intermediate level between microprocesses and typical processes. They may also be identified as "feature forming", "specific". The term "elementary" signifies not the simplicity

of such processes but their being the constructive elements of the universal process and the typical macroprocesses.

From our point of view the main traits of the term "elementary soil forming process" are as follows.

1. No single ESFP is able to form a soil. It is just an element of a typical soil process. Any soil is formed by a combination of different particular ESFP.

2. A result of an ESFP is a change in the solid phase of soil or parent material, which marks the existence of a ESFP.

3. Studies of ESFP follow the subsequent procedure: from a feature fixed in the soil solid phase to developing a hypothesis of a particular ESFP mechanism as a combination of a range of microprocesses. Such a sequence of studies is to our mind a great advantage of ESFP concept. It requires knowledge of mechanisms of phenomena, and makes to transfer from inventory and studies of soil properties and environmental factors to development of hypothesis of processional entity of soil properties and their interrelations with environmental factors.

It is necessary to outline that the experience of soil science in defining categories and hierarchy of ESFPs is evidently inadequate. Thus, it would have been too early and difficult to try to give final definitions of ESFP, to postulate the rules of their identification and ranking at the present state of knowledge. Furthermore, the latter might have played a negative part in further development of this fundamental problem. We considered it more rightful at this time to: a) systematize the existing data on ESFP according to the suggested definition (ESFP → a particular trait in soil solid phase) and b) develop such a system (list), which would enable working out of maximal results from the contemporary understanding of ESFP.

The system of ESFP suggested in this book is developed considering and on the foundation of all the positive ideas found in the predeceasing works.

#### *Soil organic matter metamorphism*

Input of organic residues

Surface

Innersoil

Transformation of organic matter

Biogenic

Abiogenic

Humification

Mineralization of

Organic residues

Humus

Migration of humification products. Formation of organic complexes

Organic

Mineral-organic

Immobilization of organic-mineral compounds

#### *Soil mineral matter metamorphism*

Disintegration (physical crushing)

Gypsification

Calcification

Chromic transformation of Fe oxides: brunification, rubification

Clay-formation

Transformation of clay minerals

- Destruction of clay silicates
- Ferrallitization
- Soil matrix rearrangement*
- Soil structure formation
  - Coagulative
  - Biogenic
  - Compressive hydrothermic
- Pedoturbation of soil mass
  - Abiogenic
    - Gravitation
    - Cryoturbation
    - Verturbation
    - Galoturbation
  - Biogenic
    - Zooturbations
    - Phytoturbation
  - Anthropogenic
    - Anthroturbation
    - Technoturbation
- Gleyzation of soil mass*
- Gleyzation (sensus stricto), reduced gley
- Mottle gleyzation, oxidized gley
- Sulphidic gleyzation
- Sulphate gleyzation
- Substance migration*
- Salt migration
  - Salinization
  - Desalinization
- Solonetzization-desolonetzization (solodization)
  - Solonetzization
  - Desolonetzization
- Calcium migration
  - Leaching
  - Gypsum accumulation
  - Calcite accumulation
- Silica migration
  - Desilification
  - Silification
- Al-Fe-humus migration
  - Al-Fe-humus eluviation
  - Al-Fe-humus illuviation
- Gleyic migration of Fe and Mn
- Partluation
- Lessivage
- Segregation and cementation of substance*
- Oxidative (Fe, Mn, Al, humus)
- Silica
- Calcite

Gypsum  
Salt

*Non-pedogenic input and loss of the substance in soils*

Input and loss of solid phase

Deluvial and fluvial loss

Deluvial and alluvial input

Blowing away of fine earth and salts by wind

Eolian input of fine earth

Input of salts in solid phase and solutions from atmosphere

Input of volcanic ash

Solifluction and congelifluction

Anthropogenic input of solid substance

Input and loss of substance in solutions

Fluvial loss

Input with tides and transgressions

Input with industrial, transport, irrigation waters

Input and sorption of gaseous substance

The book presents the experience of characterizing ESFP groups and individual ESFPs according to the above list. Characteristics of each ESFP includes the following items: ESFP definition; environmental factors, necessary for its realization; mechanism of ESFP activity, morphological (macro-, meso- and micro-) and analytical diagnostics; its geography; limits of development and extent of expression of ESFP; interactions with other ESFPs; development of ESFP in time and its rate.

Such a scientific analysis showed both positive and developed aspects of ESFP concept and less studied undeveloped items. The latter include: different levels of complexity for different ESFPs, i.e. a range of microprocess and phenomena composing individual ESFP; difficulty of defining extent of development of particular ESFPs; quite an amorphousness in understanding of different ESFP interactions, and an objective difficulty of identifying a "clear" result of individual ESFP in the real media, where a number of processes go on; the necessity of analysis of not only the landscape characteristics, but of the proper soil parameters, (thermal, hydrological, biological, etc.) while studying interactions of concrete ESFP with the environment.

The book presents an experience of genetic analysis of several widely spread and well-known soil groups of the world basing on the ESFP concept: podzols, podzolic, brown forest, organic, gleyic, cinnamonic and chestnut soils. A strictly preliminary estimation of genetic weight of ESFPs according to their role in forming the studied soils was used for this purpose. Thus the ESFPs were divided into: leading (forming the main diagnostic features of soils), concurrent (obligatory present but forming features subsidiary for diagnostics), background (forming a particular geochemical situation for soil formation) and lacking ("forbidden" for a particular group of soils).

The undertaken experiment of soil diagnostics shows that ESFP help to easily rank and internally divide big genetic soil groups. ESFPs and their changes always support one or another genetic ranking or contrary present a reasonable doubt in its rightfulness or reject it completely. The most working are the leading ESFPs, their composition and extent of their development and also the background forbidden ESFPs.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аверьянов С.Ф.* Борьба с засолением орошаемых земель. М.: Колос, 1978. 276 с.
- Агабабян В.Г., Папинян В.А., Григорян Л.М.* О мелиоративной оценке солонцеватости почв по активности ионов натрия // Почвенно-мелиоративные процессы в районах нового орошения. М.: ВАСХНИЛ, 1975. С. 144—148.
- Айдаров И.П.* Регулирование водно-солевого и питательного режимов орошаемых земель. М.: Агрехимиздат, 1985. 292 с.
- Александрова Л.Н.* Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. Л.: Наука, 1980. 287 с.
- Андреев Б.В.* Теоретические основы повышения плодородия солонцов и солонцеватых почв // Научный ежегодник за 1954 год. Саратов: Саратов. ун-т, 1955. С. 339—340.
- Антипов-Каратаев И.Н.* Выветривание и почвообразование на Восточном Памире // Почвоведение и мелиорация. Сталинабад, 1951. С. 3—57. (Тр. АН ТаджССР; Т. 1.)
- Антипов-Каратаев И.Н.* Вопросы происхождения и географического распространения солонцов СССР // Мелиорация солонцов в СССР. М.: Изд-во АН СССР, С. 11—266.
- Аристовская Т.В.* Микробиология процессов почвообразования. Л.: Наука, 1980. 187 с.
- Афанасьева Е.А.* Черноземы Средне-Русской возвышенности. М.: Наука, 1966. 223 с.
- Ахведиани Г.К.* Генезис и агропроизводственные свойства маломощных перегнойно-сульфатных почв Самгорской равнины в связи с освоением их под виноградники и плодовые насаждения: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Тбилиси, 1954. 24 с.
- Базилевич Н.И.* Материалы к вопросу о генезисе солодей // Почвоведение. 1947. № 4. С. 227—239.
- Базилевич Н.И.* Геохимия почв содового засоления. М.: Наука, 1965. 350 с.
- Базилевич Н.И., Гребенищikov О.С., Тишков А.А.* Географические закономерности структуры и функционирования экосистем. М.: Наука, 1986. С. 296 с.
- Базилевич Н.И., Панкова Е.И.* Опыт классификации почв по засолению // Почвоведение. 1968. № 11. С. 36—40.
- Бирина А.Г.* Минералогический и химический состав структурных элементов дерново-подзолистых и глеевых почв на покровных суглинках: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1980. 25 с.
- Блохин Е.В., Прутков А.М.* Опыт применения показателей  $pNa$  и  $pCa$  для диагностики солодей // Теоретические основы и опыт мелиоративной обработки и химической мелиорации солонцеватых почв. Целиноград, 1980. С. 161—162.
- Большев Н.Н., Капусткина Н.А.* Природа, состав и свойства поглощающего комплекса солонцов // Почвоведение. 1964. № 2. С. 32—41.
- Боровский В.М.* Геохимия засоленных почв Казахстана. М.: Наука, 1978. 191 с.
- Боул С., Хоул Ф., Мак-Крекен Р.* Генезис и классификация почв. М.: Прогресс, 1977. 416 с.
- Бреслер Э., Макнил Б.Л., Картер Д.Л.* Солончаки и солонцы. Л.: Гидрометеониздат, 1987. 296 с.
- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Волобуев В.Р.* Система почв мира. Баку: Элм, 1973. 308 с.
- Гапон Е.Н.* Обменные реакции почв // Почвоведение. 1934. № 2. С. 190—201.
- Гедройц К.К.* Осолодение почв. Изд-во Носовской с.-х. опытной станции, 1926. 66 с.
- Гедройц К.К.* Избранные сочинения: Почвенные коллоиды и поглощательная способность почв. М.: Сельхозгиз, 1955. Т. 1. 559 с.
- Геннадиев А.Н., Соколова Т.А.* Направление и скорость глинообразования в некоторых почвах Приэльбурья // Почвоведение. 1977. № 6. С. 121—130.
- Герасимов И.П.* Основные черты развития современной поверхности Турана // Тр. И-та географии. М.; Л., 1937. Вып. 25. 152 с.

- Герасимов И.П.* Лёссообразование и почвообразование // Изв. АН СССР. Сер. География. 1962. № 2. С. 3—7.
- Герасимов И.П.* Элементарные почвенные процессы как основа для генетической диагностики почв // Почвоведение. 1973. № 5. С. 102—114.
- Герасимов И.П.* Опыт генетической диагностики почв СССР на основе элементарных почвенных процессов // Почвоведение. 1975. № 5. С. 3—9.
- Герасимов И.П.* Генетические, географические и исторические проблемы современного почвоведения. М.: Наука, 1976. 298 с.
- Герасимов И.П.* Белоземы // Генетические типы почв субтропиков Закавказья. М.: Наука, 1979. С. 251—255.
- Герасимов И.П., Глазовская М.А.* Основы почвоведения и географии почв. М.: Географгиз, 1960. 490 с.
- Герасимов И.П., Зонн С.В.* Подзол и глей: лессиве, псевдоглей, псевдоподзол (к приоритету генетических понятий) // Почвоведение. 1971. № 8. С. 118—129.
- Гинзбург И.И.* Стадийное выветривание слюд и хлоритов // Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 139—160.
- Гипергенные окислы железа / Под ред. Н.В. Петровской. М.: Наука, 1975. 237 с.
- Глазовская М.А.* Почвы мира. М.: Изд-во МГУ, 1972. Т. 1. 228 с.
- Глазовская М.А.* Общее почвоведение и география почв. М.: Высш. шк., 1981. 400 с.
- Глазовская М.А., Фридланд В.М.* Почвенная карта Мира. М.: ГУГК, 1982.
- Гласко М.П., Фоломеев Б.А.* Методика определения скоростей накопления пойменного аллювия равнинных рек по археолого-геоморфологическим данным (на примере Средней Оки) // Геоморфология. 1981. № 3. С. 26—36.
- Глинка К.Д.* Почвоведение. М.: Сельхозгиз, 1927. 580 с.
- Гозюев А.И.* Морфогенетический и сравнительно-географический анализ почв с глинисто-фидеризированным профилем: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1986. 24 с.
- Гозюев А.И., Таргульян В.О.* Морфогенетический анализ подовой катены южностепного ландшафта Украины // Вестн. МГУ. Сер. Почвоведение. 1986. № 3. С. 17—24.
- Гозюев И.Н., Волошин И.Н.* Диагностические признаки и принципы классификации солонцеватых почв // Мелиорация солонцов. М.: ТСХА, 1968. Ч. 1. С. 206—216.
- Горбунов Н.И.* Поглощительная способность почв и ее природа. М.: ОГИЗ, 1948. 216 с.
- Градусов Б.П.* Образование глинистых минералов в подзолистых почвах // Докл. к VIII Междунар. конгр. почвоведов. Физика-минералогия. М.: Наука, 1964. С. 325—332.
- Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* Глинистые минералы лёссов // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 6. С. 1433—1435.
- Грачев В.А., Корнблум Э.А.* Кинетика набухания и набухаемость почв солонцовых комплексов и солодей Заволжья // Почвоведение. 1982. № 1. С. 55—66.
- Гришина Л.А.* Гумусообразование и гумусное состояние почв. М.: Изд-во МГУ, 1986. 243 с.
- Дергачева М.И.* Органическое вещество почв: статика и динамика. Новосибирск: Наука, 1984. 152 с.
- Димо Н.А.* Главнейшие типы засоления почв и грунтов на территории России // Ежегодник отдела земельных улучшений. СПб., 1913. № 41. С. 237—288.
- Добровольский В.В.* Карбонатные коры Восточной Африки и Ближнего Востока // Почвоведение. 1971. № 9. С. 23—34.
- Добровольский В.В.* Минералого-геохимические особенности черных почв Кении, Уганды, Танзании // Почвоведение. 1973. № 8. С. 14—25.
- Добровольский В.В.* Минералого-геохимическая провинциальность почвообразующих пород экваториальных территорий // Науч. докл. Высш. шк. Биол. науки. 1974. № 2. С. 126—133.
- Дюшофур Ф.* Основы почвоведения, эволюция почв: Опыт изучения динамики почвообразования. М.: Прогресс, 1970. 591 с.
- Евдокимова Т.И., Быковская Т.К.* Почвы подовых понижений юга Украины. М.: Изд-во МГУ, 1985. 96 с.
- Егоров В.В.* Солевые аномалии в профиле степных солонцов и их причины // Почвоведение. 1967. № 5. С. 108—114.
- Зайдельман Ф.Р.* Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974. 208 с.
- Зайдельман Ф.Р., Нарокова Р.П.* Ортзанд — генезис и диагностическое значение // Науч. докл. Высш. шк. Биол. науки. 1974. № 3. С. 104—109.
- Зайдельман Ф.Р., Оглезнев А.К.* Определение степени заболоченности почв по свойствам конкреций // Почвоведение. 1971. № 10. С. 94—101.



*Замотаев И.В.* Стадийность и география внутрисочечного выветривания на вулканических островах юго-западной части Тихого океана: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГАН СССР, 1988. 23 с.

*Захаров С.А.* Курс почвоведения. М.; Л.: Госиздат, 1927. 440 с.

*Зимовец Б.А.* Засоленные почвы сухостепной зоны Поволжья и их освоение: Дис. ... д-ра с.-х. наук. М.: Почв. ин-т им. Докучаева, 1984. 555 с.

*Злотин Р.И., Ходашова К.С.* Роль животных в биологическом круговороте лесостепных экосистем. М.: Наука, 1974. 200 с.

*Зонн С.В.* Железо в почвах. М.: Наука, 1982. 208 с.

*Зонн С.В.* Тропическое почвоведение. М.: Изд-во Ун-та дружбы народов им. Патриса Лумумбы, 1986. 400 с.

*Зырин Н.Г., Орлов Д.С.* Методы определения активности ионов натрия в почвах и почвенных растворах // Вестн. МГУ. Сер. 16, Биология. 1958. № 1. С. 71—80.

*Ильичев Б.А.* Палево-подзолистые почвы центральной части Русской равнины. М.: Наука, 1980. 137 с.

*Караваева Н.А.* Морфология и геохимия процесса заболачивания на песчаной породе в средней тайге Западной Сибири // Геохимические и почвенные аспекты в изучении ландшафтов. М.: Изд-во МГУ, 1975. С. 117—137.

*Караваева Н.А., Таргульян В.О.* Турбационный и криотурбационный педогенез // Биологические проблемы Севера: Тез. X симпозиума. Магадан, 1983. С. 110—111.

*Карташов И.П., Черняховский А.Г., Пеньяльвер Л.Л.* Антропоген Кубы. М.: Наука, 1981. 143 с.

*Кауричев И.С., Непомилуев В.Ф., Поддубный Н.И.* К характеристике окислительно-восстановительных процессов в солончаках и солодах // Почвоведение. 1959. № 4. С. 9—15.

*Кесь А.С., Федорович Б.А.* Происхождение, перенос и осаждение эолового мелкозема // Изучение и освоение природной среды. М.: Наука, 1976. С. 59—77.

Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 230 с.

*Князева Н.В.* Пептизация почв и активность ионов натрия в почвенных суспензиях // Почвоведение. 1981. № 8. С. 52—60.

*Кобак К.И.* Биотические компоненты углеродного цикла. Л.: Гидрометеоздат, 1988. 248 с.

*Ковда В.А.* Солонцы // Почвы СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. 1. С. 299—348.

*Ковда В.А.* К вопросу о движении и накоплении кремнезема в засоленных почвах // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1940. Т. 22, вып. 1. С. 2—30.

*Ковда В.А.* Происхождение и режим засоленных почв. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. Т. 1. 568 с.

*Ковда В.А.* Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973. Кн. I. 447 с.; кн. II. 468 с.

*Козловский Ф.И.* Методы изучения солевого режима почв // Методы стационарного изучения почв. М.: Наука, 1977. С. 162—166.

*Кононова М.М.* Органическое вещество почвы: его природа, свойства и методы изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 314 с.

*Кононова М.М.* Проблема органического вещества почвы на современном этапе // Органическое вещество целинных и освоенных почв. М.: Наука, 1972. С. 7—29.

*Корнблом Э.А., Дементьева Т.Г., Зырин Н.Г., Бирина А.Г.* Изменения глинистых минералов при образовании южного и слитого черноземов, лиманной солоди и срдонца // Почвоведение. 1972. № 1. С. 67—85.

*Корнблом Э.А., Зимовец Б.А.* О происхождении почв с бесельными горизонтами на равнинах Приамурья // Почвоведение. 1961. № 6. С. 55—66.

*Коссович П.С.* Основы учения о почве: Генезис почв, почвенные классификации, почвы пустынь и сухих степей и черноземные почвы. СПб., 1911. Ч. 2, вып. I. 264 с.

*Лажуани Ж.И., Бонифа М.* Долериты бассейна реки Конкуре и их латеризация // Вопросы геологии и минералогии бокситов. М.: Мир, 1964. С. 221—262.

*Ливеровский Ю.А., Росликова В.И.* О генезисе некоторых луговых почв Приамурья // Почвоведение. 1962. № 8. С. 36—49.

*Лисицына Н.А.* О гиббситоносной коре выветривания Батумского побережья Кавказа // Кора выветривания. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 4. С. 96—120.

*Лисицына Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 224 с.

*Лисицына Н.А., Богданов Ю.А.* Некоторые данные о коре выветривания о. Маэ (Сейшельские острова) // Докл. АН СССР. 1968. Т. 179, № 6. С. 1440.

- Македонов А.В.* Современные конкреции в осадках и почвах // Тр. МОИП. М.: Наука, 1966. Т. 19. 284 с.
- Мамаева Л.Я.* Роль поглощенного магния в солонцеватости почв // Земледельческое освоение полупустынных земель. М.: Наука, 1966. С. 98—127.
- Марголина Н.Я., Александровский А.Л., Ильичев Б.А.* и др. Возраст и эволюция черноземов. М.: Наука, 1988. 144 с.
- Милло Ж.* Геология глин. Л.: Недра, 1968. 357 с.
- Минашина Н.Г.* Серо-коричневые гажевые (гипсоносные) почвы Кировобадского массива Азербайджанской ССР // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1958. Т. 54. С. 151—254.
- Минашина Н.Г.* Мелиорация засоленных почв. М.: Колос, 1978. 68 с.
- Минкин М.Б.* Физико-химические исследования поглощающего комплекса почв Нижнего Дона и некоторые вопросы их мелиорации: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. М.: Изд-во МГУ, 1975. 50 с.
- Минкин М.Б., Калишченко В.П., Садименко П.А.* Регулирование гидрологического режима комплексных солонцовых почв. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1986. 231 с.
- Михайличенко В.Н.* Галогенез и осолонцевание почв равнин Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. 170 с.
- Моделирование процессов засоления и осолонцевания. М.: Наука, 1980. 262 с.
- Муратова В.С., Пачепский Я.А., Понизовский А.А.* О растворимости гипса в почвенных растворах и водных вытяжках из гипсоносных горизонтов почв // Почвоведение. 1980. № 5. С. 91—99.
- Накаидзе Э.К.* Серо-коричневые и черные почвы Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 129 с.
- Неуструев С.С.* Каменистые пустыни Туркестана // Почвоведение. 1913. № 1. С. 1—19.
- Неуструев С.С.* Опыт классификации почвообразовательных процессов в связи с генезисом почв // Изв. Геогр. ин-та Ленингр. ун-та 1926. Вып. 6. С. 3—46.
- Неструев С.С.* Элементы географии почв. М.; Л.: Сельхозгиз, 1928. 240 с.
- Новикова А.В., Пикуза А.М.* Некоторые итоги изучения солонцовых почв юга Украины // Мелиорация солонцов. М.: Мин-во сел. хоз-ва СССР. 1972. Ч. 2. С. 218—226.
- Общая и региональная палеогеография / Под ред. М.А. Веклича. Киев: Наук. думка, 1984. 203 с.
- Овчинников С.М., Соколова Т.А., Таргульян В.О.* Глинистые минералы в суглинистых почвах тайги и лесотундры Западной Сибири // Почвоведение. 1973. № 2. С. 90—103.
- Одум Ю.* Экология. М.: Мир, 1986. Т. 2. 376 с.
- Орлов Д.С.* Гумусовые кислоты почв. М.: Изд-во МГУ, 1974. 333 с.
- Орлов Д.С.* Кинетическая теория гумификации и схема вероятного строения гуминовых кислот // Биол. науки. 1977. № 9. С. 5—16.
- Орлов Д.С.* Биогеохимические принципы и правила гумусообразования // Почвоведение. 1988. № 7. С. 83—91.
- Орлов Д.С., Аbruкова И.В., Панкова Е.И.* Содержание и состав гумуса в почвах пустынной зоны МНР // Свойства и пути мелиорации засоленных почв. Новочеркасск, 1985. С. 18—32.
- Орлова М.А.* Эоловый фактор солевого режима аридных территорий: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук. Новосибирск, 1983. 48 с.
- Панков Н.П.* Особенности генезиса почв солонцовых комплексов степной зоны: Автореф. дис. ... д-ра с.-х. наук. М.: ТСХА, 1972. 50 с.
- Панкова Е.И., Ямнова И.А.* Использование микроморфологических методов при изучении засоленных почв // Гидротехника и мелиорация. 1987. № 10. С. 54—58.
- Половицкий И.Я., Ярилова Е.А.* Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. М.: Наука, 1977. 198 с.
- Перельман А.И.* Геохимия ландшафтов. 2-е изд. М.: Высш. шк., 1975. 341 с.
- Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
- Половицкий И.Я.* Солонцы Северного Казахстана и пути их использования: Автореф. дис. ... д-ра биол. науки. Омск, 1969. 49 с.
- Польнов Б.Б.* Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. Т. 751 с.
- Пономарева В.В.* Теория подзолообразовательного процесса. М.; Л.: Наука, 1964. 378 с.
- Пономарева В.В., Плотникова Т.А.* Гумус и почвообразование. Л.: Наука, 1980. 222 с.
- Почвоведение / Под ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. М.: Высш. шк., 1988. Т. 2. 367 с.
- Рагим-Заде А.И.* Действие воды и водных растворов фульвокислот на силикатные минералы // Гидрохимические материалы. Новочеркасск, 1970. Т. 1. С. 145—152.

- Разумова В.Н.* Коры выветривания латеритного и каолинового типа основных пород // Тр. Ин-та АН СССР. 1967. Вып. 174. 116 с.
- Решеткина Н.М., Якубов Х.И.* Вертикальный дренаж. М.: Колос, 1978. 310 с.
- Роде А.А.* Подзолообразовательный процесс. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. 454 с.
- Роде А.А.* Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М.: Географгиз, 1947. 142 с.
- Роде А.А.* Почвоведение. М.; Л.: Гослесбумиздат, 1955. 524 с.
- Роде А.А.* Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск: Наука, 1971. 92 с.
- Роде А.А., Польский М.И.* Почвы Джаныбекского стационара, их морфологическое строение, механический и химический состав и физические свойства // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1961. Т. 56. С. 2—24.
- Роде А.А., Ярилова Е.А., Рашевская И.М.* Генетические особенности профиля лиманной солоды // Новое в теории оподзоливания и осолодения. М.: Наука, 1964. С. 62—96.
- Родин Л.Е., Базилевич Н.И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот зольных элементов и азота в основных типах растительности земного шара. М.; Л.: Наука, 1965. 253 с.
- Розанов А.Н.* Зональные почвы равнин и предгорий Кура-Араксинской низменности // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1954. Т. 44. С. 79—156.
- Розанов А.Н.* Новые данные по генезису и мелиорации солонцов СССР // Почвоведение. 1955. № 11. С. 5—25.
- Розанов Б.Г.* Морфология почв. М.: Изд-во МГУ, 1983. 320 с.
- Скворцова Е.Б., Уланова Н.Г., Басевич В.Ф.* Экологическая роль ветровалов. М.: Лесн. пром-сть, 1983. 190 с.
- Слукин А.Д.* Заметки о латеритах и бокситах Индии // Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977. С. 214—222.
- Соколов И.А.* О некоторых сравнительно-генетических понятиях и терминах в почвоведении // Почвоведение. 1967. № 10. С. 144—146.
- Соколов И.А.* Внутрипочвенный кольматаж-инкольматаж в горных почвах Казахского Алтая // Тез. докл. V Делегат съезда Всесоюз. об-ва почвоведов. Минск, 1977. Вып. 4. С. 87.
- Соколова Т.А.* Глинистые минералы в почвах гумидных областей СССР. Новосибирск: Наука, 1985. 252 с.
- Соколова Т.А., Дронова Т.Я.* О диагностике и механизме процесса оглинивания в некоторых типах почв // Почвоведение. 1983. № 7. С. 16—25.
- Соколова Т.А., Таргульян В.О.* Разрушение и передвижение глинистого материала в дерново-подзолистой почве // Проблемы почвоведения. М.: Наука, 1978. С. 272—279.
- Солнцева Н.П.* Геохимическая трансформация дерново-подзолистых почв под влиянием потоков высокоминерализованных сточных и пластовых вод // Техногенные потоки вещества в ландшафтах и состоянии геосистем. М.: Наука, 1981. С. 149—155.
- Солнцева Н.П.* Геохимическая устойчивость природных систем к техногенезу: Принципы и методы изучения. Критерии прогноза // Добыча полезных ископаемых и геохимия природных экосистем. М.: Недра, 1982. С. 181—216.
- Страхов Н.М.* Развитие литогенетической идеи в России и СССР. М.: Наука, 1971. 553 с.
- Сушко С.Я.* Роль поглощенного магния в образовании солонцовых свойств // Химизация соц. земледелия. 1933. № 3. С. 217—220.
- Таргульян В.О.* Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М.: Наука, 1971. 268 с.
- Таргульян В.О.* Экзогенез и педогенез: расширение теоретической базы почвоведения // Вестн. МГУ. Сер. Почвоведение. 1983. № 1. С. 33—43.
- Таргульян В.О.* Почвообразование и элементарные почвообразовательные процессы // Почвоведение. 1985. № 11. С. 36—45.
- Таргульян В.О., Бирин А.Г., Куликов А.В., Соколова Т.А., Целищева Л.К.* Организация, состав и генезис дерново-палево-подзолистой почвы на покровных суглинках: Морфологические и аналитические исследования. М.: Наука, 1974. Кн. 1. 55 с.; кн. 2, 110 с.
- Таргульян В.О., Вишневецкая И.В.* Передвижение пылеватых и илстых частиц в профиле дерново-подзолистой почвы // Геохимические и почвенные аспекты в изучении ландшафта. М.: Изд-во МГУ, 1975. С. 26—42.
- Теоретические основы процессов засоления—рассоления почв. Алма-Ата: Наука, 1981. 289 с.
- Тимофеев Д.А.* Терминология аридного и эолового рельефообразования: Материалы по геоморфологической терминологии. М.: Наука, 1980. 164 с.

- Турсина Т.В.* Некоторые данные по динамике процессов почвообразования в осолоделых почвах Алтайского края // Почвоведение. 1961. № 4. С. 56—67.
- Турсина Т.В., Ямнова И.А.* Диагностика минералов-солей в почвах // Почвоведение. 1986. № 5. С. 87—99.
- Усов Н.И.* Роль поглощенного магния в образовании солонцеватых свойств почв // Тр. Конф. по почвоведению и физиологии культурных растений. Саратов, 1937. Т. 1. С. 44—61.
- Феофанова И.И.* Псевдоморфозы кальцита по гипсу // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1950. Т. 34. С. 202—206.
- Феофанова И.И.* Сульфаты в засоленных почвах // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1958. Т. 53. С. 89—103.
- Филипповский Г.О.* Педотурбации в некоторых смолницах Югославии // Почвоведение. 1974. № 6. С. 28—38.
- Фокин А.Д.* Включение органических веществ и продуктов их разложения в гумусовые вещества почвы // Изв. ТСХА. 1974. Вып. 9. С. 99—110.
- Фокин А.Д.* Динамическая характеристика гумусового профиля подзолистой почвы // Изв. ТСХА. 1975. Вып. 4. С. 80—88.
- Фокин А.Д.* Почва, биосфера и жизнь на Земле. М.: Наука, 1986. 1976 с.
- Фокин А.Д., Карпухин А.И.* Включение продуктов разложения растительных остатков, меченных  $^{14}\text{C}$ , в гумусовые вещества // Почвоведение. 1974. № 1. С. 72—78.
- Фридланд В.М.* Об оподзоливании и илимеризации (обезыливания) // Почвоведение. 1958. № 1. С. 102—108.
- Хабаров А.В.* Минералогический состав и выветривание в песчаных почвах и песках Кызылкумов и Каракумов // Аридные почвы, их генезис, геохимия, использование. М.: Наука, 1977. С. 83—110.
- Хитров Н.Б.* Диагностика солонцовых горизонтов // Почвоведение. 1984. № 3. С. 31—43.
- Хитров Н.Б., Зимовец Б.А.* Обменные катионы в нейтральных и щелочных почвах // Физико-химия почв и их плодородие. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1998. С. 82—87.
- Царевский В.В.* Солевые новообразования в почвах засоленного ряда и их трансформация под влиянием мелиорации: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1983. 24 с.
- Цуриков А.Т.* Активность кальция, натрия и водорода в почвах при химической мелиорации солонцов // Почвоведение. 1977. № 4. С. 45—56.
- Чаусова Л.А.* Физико-химическая характеристика почв юга Украины: Автореф. дис. ... канд. биол. наук. Харьков, 1978. 24 с.
- Черкинский А.Е.* Применение радиоуглеродного метода для изучения трансформации гумусовых кислот современных почв // Методы изотопной геологии. М.: Изд-во АН СССР, 1983. С. 161—163.
- Черкинский А.Е., Бровкин В.А.* Модель образования гумусового профиля современной почвы по данным радиоуглеродного датирования // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307, № 5. С. 1227—1231.
- Черняховский А.Г.* Некоторые вопросы физического и физико-химического выветривания горных пород // Кора выветривания. М.: Наука, 1968. Вып. 10. С. 18—29.
- Черняховский А.Г.* Климатическая зональность элювиального процесса // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 28—59.
- Черняховский А.Г.* Современные коры выветривания. М.: Наука, 1991. 208 с.
- Черняховский А.Г., Градусов Б.П.* Почвенно-элювиальный процесс и его роль в гумидном литогенезе современного континентального блока // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 1. С. 37—53.
- Черняховский А.Г., Градусов Б.П., Макарова О.В.* Генезис каолинит-сметитов в корях выветривания // Литология и полез. ископаемые. 1975. № 4. С. 50—63.
- Черняховский А.Г., Градусов Б.П., Чижикова Н.П.* Типизация, генезис и география современных кор выветривания // Литология и полез. ископаемые. 1976. № 2. С. 47—63.
- Чижикова Н.П., Градусов Б.П., Травникова Л.С.* Минералогический состав глинистого материала почв // Структура, функционирование и эволюция системы биогеоценозов Барабы. Новосибирск: Наука, 1974. Т. 1: Биогеоценозы и их компоненты. С. 159—183.
- Щербина В.Н.* Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания. Фрунзе: Изд. Кирг. фил. АН СССР, 1952. 132 с.
- Шоба С.А., Седов С.Н., Замотаев И.В.* и др. Преобразование полевых шпатов в подзолистых почвах // Почвоведение. 1989. № 4. С. 99—111.
- Ярков С.П.* Сезонная динамика некоторых процессов почвообразования // Там же. 1956. № 6. С. 30—44.

- Aubert J., Demolon A., Oudaine K.* La dynamique de sol. 2nd éd. P., 1938. 130 p.
- Avery B.W.* Soil classification for England and Wales: (Higher categories). Harpenden, 1980. 196 p. (Soil surv. technol. monogr.; N 6).
- Barzanji S., Stoops G.* Fabric and mineralogy of gypsum accumulations in some soils of Iraq // Works of the 10th ICSS. Moscow, 1974. N 7. P. 271—277.
- Bloomfield C.* Some observation on gleying // *J. Soil. Sci.* 1950. Vol. 1, N 2. P. 247—255.
- Bonifay E.* Age et signification des sols rouges méditerranéennes en Provence // *C. r. Acad. sci.* 1957. N 10. P. 3075—3077.
- Boquet E., Boronat A., Ramos-Cormenzana A.* Production of calcite (calcium carbonate) crystals by soil bacteria is a general phenomenon // *Nature.* 1973. Vol. 246, N 5434. P. 527—529.
- Bordas J., Matieu J.* Les sols de la région du Bas-Rhone. P., 1943. 97 p.
- Bottner P., Lossaint P.* Etat de nos connaissances sur les formations rouges du bassin méditerranéen 33 *Sci. sol.* 1967. Vol. 1. P. 49—80.
- Boulaine J.* Sur les facteurs climatiques de la genese des sols rouges // *Conf. on Mediterranean soils: Transactions.* Madrid, 1966. P. 20—25.
- Bresler E., McNeal B.L., Carter D.L.* Saline and sodic soils. B.: Springer, 1982. 236 p.
- Brewer R.* Classification of plasmic fabrics of soils materials // *Summaries of papers. Wageningen,* 1964. P. 13—14.
- Brinkmann R.* Ferrollysis, a soil-forming process in hydromorphic conditions // *Agr. Res. Rep.* 1979. N 887. P. 105.
- Brown J., Wood I.J.* Estimation of iron oxides in soil clays by profile refinement combined with differention X-ray differaction // *Clay Miner.* 1985. Vol. 20. P. 15—28.
- Campbell A.S., Schwertmann U.* Iron oxide mineralogy of placic horizons // *J. Soil. Sci.* 1979. Vol. 35, N 6. P. 569—581.
- Catt J.A.* Soils and Quaternary geology in Britain // *Ibid.* 1979. Vol. 30, N 5. P. 607—642.
- Charles J.* Sur la phénomène de rubefication et ses conditions climatiques // *C. r. Acad. sci.* 1949. Vol. 228, N 3. P. 589—591.
- Chartres C.J.* A Quaternary soil sequence in the Kennet walley central southern England // *Geoderma.* 1980. Vo. 23, N 1. P. 125—146.
- Conink F. de.* Major mechanisms in formation of spodic horizons // *Ibid.* 1983. Vol. 24, N 2. P. 101—128.
- Dan J., Yaalon D.H., Koyumdjisky H.* Catenary soil relationships in Israel: The Netanya catena on coastal dunes of the Sharon // *Ibid.* 1968. Vol. 2, N 1. P. 95—120.
- Duchaufour Ph.* *Pedology.* Hemel Hemstead: George Allen Univ. press, 1982. 482 p.
- FAO/UNESCO.* A Provisional Methodology for Soil Degradation Assessment. Rome, 1979. 127 p.
- Fields M.A., Swindale J.D.* Chemical weathering of silicates in soil formation // *J. N. Z. Sci. Technol.* 1954. Vol. 36. P. 28—35.
- Fisher W.R., Schwertmann U.* The formation of hematite from amorphous iron III hydroxide // *Clays and Clay Miner.* 1975. Vol. 23. P. 33—37.
- Flaig W.* Organic compounds in soil // *Soil Sci.* 1971. Vol. 111, N. 1. P. 19—33.
- Flaig W.* Dynamics of organic matter decomposition in soil // *Proc. 12th Intern. Congr. soil. sci.* New Delhi, 1982. Symp. pap. N 1. P. 115—124.
- Harrassowitz H.* Laterit // *Fortschr. Geol. und Paleontol.* 1926. Bd. 4, H. 14. S. 86—101.
- Hole F.D.* A classification of pedoturbations and some other processes and factor of soil formation in relation to isotropism and anisotropism // *Soil Sci.* 1961. Vol. 91, N 4. P. 375—377.
- Jackson M.L.* Weathering of primary and secondary minerals in soils // *Trans. of 9th Intern. Congr. soil. sci.* Adelaida. 1968. Vol. 4. P. 281—292.
- Jenkinson D.S., Rayner I.H.* The turnover of soil organic matter in some of the Rothamstead classical experiments // *Soil Sci.* 1977. Vol. 123, N 5. P. 298—305.
- Johnson D.R.* Proisotropic and proanisotropic processes of pedoturbation. // *Ibid.* 1987. Vol. 143, N 4. P. 278—292.
- Jongerius A.* Some morphological aspects of regrouping phenomene in Dutch soils // *Geoderma.* 1970. Vol. 4. P. 320—329.
- Kelley W.P.* Alkali soils, their formation, properties and reclamation. N.Y., 1951. 176 p.
- Kemp R.A.* The cause of rendness in some buried soils in eastern England // *Soil Sci.* 1985a. Vol. 36, N 3. P. 329—334.
- Kemp R.A.* A consideration of the use of the terms "paleosols" and "rubification" // *Quatern. Newslett.* 1985b. Vol. 45. P. 6—11.
- Kubienna W.L.* The soils of Europe, diagnosis and sistematics. L.: Murby, 1953. 273 p.

- Lamoureux M., Auber G* Les sols bruns méditerranéens formés sur calcaires durs en Liban // Trans. conf. on Mediterranean soils. Madrid, 1966. P. 78—81.
- Latham M.* Les oxysols dans quelques milieux insulaires de Pacifique: Etat de leur formation // Bull. Assoc. étude sol. 1983. N 3/4. P. 163—171.
- Lindsay W.L.* Chemical equilibria in soils. N.Y.: Wiley, 1979. 449 p.
- Martel Y.A., Lasalle P.* Radiocarbon dating of organic matter from cultivated top-soil in eastern Canada // Canad. J. Soil Sci. 1977. Vol. 57, N 3. P. 375—377.
- Milfred C.J., Olson G.W., Hole F.D.* Soil resources and forest ecology of Menominee Country // Natur. Hist. Surv. Univ. Extension Bull. 1967. N 8. P. 170—178.
- Mockma D.L., Jackson M.L., Syers L.K.* Mineralogy of chronosequence of soils from greywacke and mica-shist. alluvium // West Land. 1973. Vol. 16, N 796. P. 127—136.
- Motomura S.* Dynamic behavior of ferrous iron in paddy soils // Jap. Agr. Res. Quart. 1969. Vol. 4, N 3. P. 28—44.
- Pedro G.* La pedogenese sous les tropiques humides et la dynamique du potassium // Potassium culture et sols tropicaux. Berne, 1974. P. 23—49.
- Pedro G., Sieffermann G.* Weathering of rocks and formation of soils // Review of modern problem of geochemistry. P.: UNESCO, 1978. P. 39—55.
- Quantin P.* Hypotheses sur la genèse des andosols en climat tropical: Évolution de la "pedogenese initiale" en milieu bien drainé, sur roches volcaniques // Cah. ORSTOM. Ser. Pédol. 1974. Vol. 12. P. 3—12.
- Reheis M.C.* Pedogenic replacement of Aluminosilicate grains by CaCO<sub>3</sub> in Ustollic Haplargids, South-Central Montana, USA // Geoderma. 1988. Vol. 41, N 3/4. P. 160—171.
- Reifenberg A.* Soils of Palestine. L. 1947. 174 p.
- Reinolds R.C.* Clay mineral formation in an alpine environment // Clays and Clay Miner. 1971. Vol. 10, N 6. P. 361—374.
- Rich C.J.* Hydroxy interlayers in expansible layer silicates // Ibid. 1968. Vol. 16, N 1. P. 15—30.
- Richards L.A.* Diagnostics and improvement of saline and alkali soils // Agr. Handb. 1954. N 60. P. 81—93.
- Ruellan A.* Les sols isohumiques subtropicaux en Maroc // Trans. conf. on Mediterranean soils. Madrid, 1966. P. 82—87.
- Scharpenseel H.W.* The search for biologically inert and lithogenic carbon in recent soil organic matter // Soil Org. Matter Stud. 1977. Vol. 2. P. 193—200.
- Schulze D.G.* Identification of soil iron oxide minerals by differential X-ray diffraction // Soil Sci. Soc. Amer. J. 1981. Vol. 45. P. 437—440.
- Schwertmann U., Murad E., Schulze D.G.* Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperate areas? // Geoderma. 1982. Vol. 27, N 2. P. 209—223.
- Shmidt I.F., Kidd D.Y.* Hematite-goethite relations in neutral and alkaline solutions under pressure // Amer. Miner. 1949. Vol. 43, N 5/6. P. 745—751.
- Soil Map of the World. Revised Legend. Rome: FAO UNESCO, 1988.
- Stoops G., Eswaran H., Abiahi A.* Scanning electronic microscopy of authigenic sulphate minerals in soils // Proc. of the 5th Intern. Work meeting soil micromorphology. Granada: ESPANA, 1977. P. 1093—1113.
- Swindale L.D., Jackson M.L.* Genetic processes in some residual podzolized soils of New Zealand // Rapp. (VI Congr. Intern. de la sci. du sol, Paris, 1956). P., 1956. Vol. E. P. 233—239.
- Torrent J., Schwertmann U., Fechter H., Alferedes F.* Quantitative relationships between soil colour and hematite content // Soil Sci. 1983. Vol. 136, N 3. P. 354—358.
- Torrent J., Schwertmann U., Schulze D.G.* Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain // Geoderma. 1980. Vol. 23, N 2. P. 191—208.
- Walker T.R.* Formation of red beds in modern and ancient deserts // Bull. Geol. Soc. Amer. 1967. Vol. 78, N 3. P. 353—368.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

ОТ РЕДАКТОРА .....	3
ПРЕДИСЛОВИЕ. <i>Н.А. Караваева</i> .....	4
<i>Глава I. АНАЛИЗ КОНЦЕПЦИИ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ГЕНЕТИЧЕСКОМ ПОЧВОВЕДЕНИИ. В.О. Таргульян</i> .....	7
<i>Глава II. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТАРНОГО ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНОГО ПРОЦЕССА И ОБЩАЯ СИСТЕМА ЭПП. В.О. Таргульян</i> .....	13
<i>Глава III. ЭПП МЕТАМОРФИЗМА МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА ПОЧВЫ...</i>	19
Дезинтеграция (физическое дробление, физическое выветривание) <i>А.И. Ромашкевич</i> .....	19
Гипсообразование. <i>А.И. Ромашкевич</i> .....	21
Карбонатизация. <i>А.Б. Розанов</i> .....	23
"Цветовая" трансформация оксидов железа: брүнификация, рубефикация. <i>А.И. Ромашкевич, Б.А. Ильичев</i> .....	25
Глинообразование. <i>А.Г. Бирина</i> .....	30
Трансформация глинистых минералов. <i>А.Г. Бирина</i> .....	31
Разрушение глинистых силикатов. <i>А.Г. Бирина</i> .....	33
Ферраллитизация. <i>И.В. Замотаев</i> .....	33
Об уточнении понятия "сиаллитизация". <i>И. В. Замотаев</i> .....	37
О "формально-аксиоматическом" исследовании ЭПП внутрипочвенного выветривания. <i>А.Г. Черняховский</i> .....	38
<i>Глава IV. ЭПП МЕТАМОРФИЗМА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА. А.Е. Черкинский</i> .....	44
Поступление органических остатков .....	46
Трансформация органических остатков.....	47
Гумификация .....	49
Минерализация органического вещества .....	54
Комплексообразование и миграция продуктов гумификации .....	55
Иммобилизация органо-минеральных соединений .....	57
<i>Глава V. ЭПП ПЕРЕОРГАНИЗАЦИИ ПОЧВЕННОЙ МАССЫ</i> .....	59
Оструктуривание. <i>Б.А. Ильичев</i> .....	59
Педотурбации. <i>Н.Я. Марголина</i> .....	62
<i>Глава VI. ЭПП МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА В ПОЧВЕ</i> .....	71
Солевая миграция. <i>Е.И. Панкова, И.П. Айдаров</i> .....	72
Осолонцевание, Рассолонцевание. <i>Н.Б. Хитров, А.И. Гоголев</i> .....	83
Кальциевая миграция. <i>Л.К. Целищева, А.Б. Розанов</i> .....	94
Кремниевая миграция <i>Л.К. Целищева</i> .....	98
Al—Fe-гумусовая миграция. <i>Р.Г. Грачева</i> .....	102
Глеевая миграция железа и марганца. <i>Р.Г. Грачева</i> .....	107
Миграция твердого вещества. <i>Р. Г. Грачева, Л.К. Целищева</i> .....	110
<i>Глава VII. ЭПП ОГЛЕЕНИЯ ПОЧВЕННОЙ МАССЫ. Н.А. Караваева</i> .....	115
Восстановленный глей (оглеение собственно).....	115
Окисленный глей (пятнистое оглеение).....	121
Сульфидное оглеение.....	124
Сульфатное оглеение.....	125
<i>Глава VIII. ЭПП СЕГРЕГАЦИИ И ЦЕМЕНТАЦИИ ВЕЩЕСТВА. С.В. Горячкин.</i>	126
Окислительная (Fe, Mn, Al, гумус) сегрегация и цементация .....	127

Кремниевая сегрегация и цементация .....	129
Карбонатная сегрегация и цементация .....	130
Гипсовая сегрегация и цементация.....	130
Солевая цементация .....	131
<b>Глава IX. ПРОЦЕССЫ ПОСТУПЛЕНИЯ ВЕЩЕСТВА НА ПОВЕРХНОСТЬ</b>	
<b>ПОЧВЫ И ЕГО ПОТЕРИ. А.Л. Александровский.....</b>	<b>132</b>
Привнос и унос твердого вещества.....	133
Привнос и унос растворенного вещества .....	139
Привнос и сорбция в почве газообразных веществ .....	139
<b>Глава X. ОПЫТ ДИАГНОСТИКИ НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ГРУПП</b>	
<b>ПОЧВ НА ОСНОВЕ КОНЦЕПЦИИ ЭПП. Н.А. Караваева .....</b>	<b>142</b>
Подзолы. С. В. Горячкин.....	143
Подзолистые и серые лесные почвы. С. В. Горячкин, Л.К. Целищева .....	147
Буроземы (оглиненные сialлитные ненасыщенные почвы). Р. Г. Грачева .....	150
Органогенные и органогенно-глеевые почвы. Н.А. Караваева .....	154
Глеевые почвы. Н.А. Караваева.....	158
Коричневые, серо-коричневые и каштановые почвы. Б.А. Ильичев .....	162
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Н.А. Караваева .....</b>	<b>166</b>
<b>ЛИТЕРАТУРА .....</b>	<b>174</b>

## CONTENTS

FOREWORD.....	3
PREFACE N.A. Karavayeva .....	4
<i>Chapter I. ANALYSIS OF SOIL-FORMING PROCESSES CONCEPT IN PEDOLOGY, V.O. Targulian.....</i>	<i>7</i>
<i>Chapter II. HOLISTIC APPROACH TO ELEMENTARY SOIL-FORMING PROCESSES (ESFP) CONCEPT AND THEIR GENERAL SYSTEM. V.O. Targulian.....</i>	<i>13</i>
<i>Chapter III. ESFPs OF THE SOIL MINERAL MATTER METAMORPHISM.....</i>	<i>19</i>
Disintegration (physical crushing, physical weathering). A.I. Romashkevich.....	19
Gypsification A.I. Romashkevich .....	19
Calcification. A.B. Rosanov.....	23
Chromic transformation of Fe oxides: brunification, rubification. A.I. Romashkevich, B.A. Ilyichev.....	25
Clay-formation. A.G. Birina.....	30
Transformation of clay minerals. A.G. Birina.....	31
Destruction clay silicates. A.G. Birina.....	33
Ferrallitization. I.V. Zamatayev.....	33
On the modern interpretation of the term "siallitization". I.V. Zamotayev.....	37
A "formal axiomatic" approach to the study of ESFPs of soil weathering. A.G. Chernyakhovskiy.....	38
<i>Chapter IV. ESFPs OF THE ORGANIC MATTER MATAMORPHISM. A.E. Cherkinskiy....</i>	<i>44</i>
Input of organic residues .....	44
Transformation of organic residues .....	46
Humification.....	49
Mineralization of organic matter.....	54
Formation of organic complexes and migration of the humification products.....	55
Immoobilization of organo-mineral compounds .....	57



<i>Chapter V. ESPFs OF SOIL MATRIX REARRANGEMENT</i> .....	59
Soil structure formation. <i>B.A. Ilyichev</i> .....	59
Pedoturbations. <i>N.Y. Margolina</i> .....	62
<i>Chapter VI. ESPFs OF THE SUBSTANCE MIGRATION WITHIN SOIL</i> .....	71
Migration of salts. <i>E.I. Pankova, I.P., Aidarov</i> .....	72
Solonetization. Solodization. <i>N.B. Khitrov, A.I. Gogolev</i> .....	83
Calcium migration. <i>L.K. Tselishcheva, A.B. Rozanov</i> .....	94
Silica migration. <i>L.K. Tselichsheva</i> .....	98
Al-Fe-humus migration. <i>R.G. Crachiva</i> .....	102
Gleyic migration of Fe and Mn. <i>R.G. Grachiva</i> .....	107
Migration of soil particles. <i>R.G. Grachiova, L.K. Tselishcheva</i> .....	110
<i>Chapter VII. ESPFs OF GLEYZATION. N.A. Karavayeva</i> .....	115
Reduced (bluish-greenish) gley.....	115
Oxidized gley (mottle gleyzation).....	121
Sulphidic gley.....	124
Sulphate gley.....	125
<i>Chapter VII. ESPFs OF SUBSTANCES SEGREGATION AND CEMENTATION. S.V. Goryachkin</i> .....	126
Oxidative (Fe, Mn, Al, humus) segregation and cementation.....	127
Silica segregation and cementation.....	129
Calcite segregation and cementation.....	130
Gypsum segregation and cementation.....	130
Salt cementation.....	131
<i>Chapter IX. INPUT AND LOSS OF THE SUBSTANCE IN SOILS. A.L. Aleandrovsky</i> .....	132
Input and loss of solid phase.....	133
Input and loss substance in solutions.....	139
Input and sorption of gaseous substance.....	139
<i>Chapter X. APPROACH TO DIAGNOSTICS OF ME GENENICAL SOIL GROUPS BASED ON ESFP CONCENT N.A. Karavayeva</i> .....	142
Podzols. <i>S.V. Goryachkin</i> .....	143
Podzolic and grey forest soils (Podzoluvisols and Greyzema) <i>S.V. Goryachkin, L.K. Tselishcheva</i> .....	147
Burozems (Cambisols). <i>R.G. Grachiova</i> .....	150
Ogranic and organo-gleyic (Histosols and Gleysols). <i>N.A. Karavayeva</i> .....	154
Gleyic soils (Gleysols). <i>N.A. Karavayeva</i> .....	158
Cinnamonic, grey-cinnamonic and chestnut soils (Chromic and Calcic Cambisols and Kastanozems). <i>B.A. Ilyichev</i> .....	162
Summary. <i>N.A. Karavayeva</i> .....	170
REFERENCES.....	174

Научное издание

Караваява Нина Анатольевна, Таргульян Виктор Оганесович,  
Черкинский Александр Еньевич и др.

**ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ**  
Опыт концептуального анализа, характеристика, систематика

*Утверждено к печати Институтом географии РАН*

Заведующая редакцией *Н.И. Каверина*. Редактор издательства *А.А. Фролова*  
Художник *Б.М. Рябышев*. Художественный редактор *Н.Н. Михайлова*  
Технический редактор *Н.М. Бутова*. Корректор *Л.М. Сахарова*

Набор выполнен в издательстве на компьютерной технике

ИБ № 49110

Подписано к печати 09.03.92. Формат 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>  
Бумага офсетная № 2. Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл. печ. л. 11,5. Усл. кр.-отт. 11,9. Уч.-изд. л. 14,9  
Тираж 420 экз. Тип. зак. 1985

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-линия